

UNIVERSIDAD DE OVIEDO
FACULTAD DE GEOLOGÍA

TRABAJO FIN DE MÁSTER

**CARACTERIZACIÓN MEDIANTE
TOMOGRFÍA ELÉCTRICA DEL
DESLIZAMIENTO DE TOLEO
(OVIEDO)**

ESPERANZA PELLICER JIMÉNEZ

MÁSTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERIA GEOLÓGICA
JULIO 2015



Dña. ESPERANZA PELLICER JIMÉNEZ, autora del Trabajo Fin de Máster titulado “CARACTERIZACIÓN MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DEL DESLIZAMIENTO DE TOLEO (OVIEDO)”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 15 de Julio de 2015

Fdo. ESPERANZA PELLICER JIMÉNEZ

El Dr. JORGE GALLASTEGUI SUÁREZ, Profesor Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y el Dr. JAVIER OLONA ALLUÉ, confirman que han tutelado el trabajo “CARACTERIZACIÓN MEDIANTE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DEL DESLIZAMIENTO DE TOLEO (OVIEDO)”, realizado por DÑA. ESPERANZA PELLICER JIMÉNEZ, y autorizan su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

Fdo. JORGE GALLASTEGUI SUÁREZ

En Oviedo, a 15 de Julio de 2015

Fdo. JAVIER OLONA ALLUÉ

AGRADECIMIENTOS

Para la realización de este trabajo he tenido la suerte de contar con la ayuda y apoyo de muchas personas. Gracias a todos ellos porque sin vosotros no habría sido posible la realización de este trabajo.

Primero de todo agradecer de una manera especial a mis padres, Antonio y Teresa, por el apoyo que me brindaron desde el primer momento que les planteé hacer este Máster y emprender esta pequeña aventura en tierras asturianas. Por supuesto agradecer también a mi hermano Guille sus ánimos y sus bromas que hacían sentirme como en casa aunque estuviera a kilómetros de ella.

Doy también las gracias efusivamente a mis tutores, Jorge Gallastegui y Javier Olona, por todos los conocimientos que me han aportado y por todo el tiempo que me han dedicado. Sin ellos no hubiera sido posible la realización de este proyecto.

A la Universidad de Oviedo por dejar a mi disposición la instrumentación necesaria para la investigación; y a todo su personal, con especial mención a Juan Manuel González Cortina por ofrecerme su ayuda desinteresada.

Agradecer especialmente la colaboración y ayuda de José Antonio Sáenz de Santa María que compartió todos sus conocimientos e información documental sobre la zona.

Por último agradecer a todos mis compañeros y amigos su ayuda y su compañía en estos dos años, porque gracias a ellos esta aventura ha sido inolvidable. A mí trío madrileño, Miriam, Seve y Paula por sus ánimos y visitas. A mis compañeras de piso Raquel y Estrella porque han sido mi familia aquí. A mis compañeros de máster que se han convertido en amigos (Alba, Clara, Isa...) y en especial a Mario Blanco por siempre estar ahí.

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
ABSTRACT.....	2
1.INTRODUCCIÓN.....	3
2.OBJETIVOS.....	4
3.SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	5
4.MARCO GEOLÓGICO.....	7
4.1LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA.....	7
4.2DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LOS MATERIALES.....	8
4.2.1.Devónico.....	8
4.2.2.Carbonífero.....	8
4.2.3.Cretácico.....	9
4.2.4.Terciario.....	9
4.2.5.Cuaternario.....	9
4.3TECTÓNICA.....	11
4.3.1.Tectónica Varisca.....	11
4.3.2.Tectónica Alpina.....	11
4.4HIDROGEOLOGÍA.....	12
4.5TIPO DE DESLIZAMIENTO.....	13
4.6ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS.....	15
5.METODOLOGÍA.....	17
5.1INTRODUCCIÓN.....	17
5.2CONCEPTOS BÁSICOS DE LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA.....	17

5.2.1. Definición y medida de resistividad	17
5.2.2. Resistividad aparente y real	21
5.3. RESPUESTA ELÉCTRICA DE LOS MATERIALES	23
5.4. MEDICIÓN DE LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DEL SUBSUELO: TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA	24
5.4.1. Configuración geométrica de los electrodos.	25
5.4.2. Profundidad de adquisición	29
5.4.3. Modelización de datos	31
5.4.4. Ámbitos de aplicación	32
5.5. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN DESLIZAMIENTOS	33
5.5.1. Antecedentes del método de tomografía eléctrica	33
6. TRABAJO DE CAMPO	35
6.1. ADQUISICIÓN DE DATOS DE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DE RESISTIVIDAD	35
6.1.1. El equipo de registro	35
6.1.2. Metodología de la adquisición de datos	36
6.1.3. Ensayos previos y registro de los perfiles	38
6.2. LEVANTAMIENTO TOPOGRÁFICO MEDIANTE GPS DIFERENCIAL	40
7. EVALUACIÓN DE LA SEÑAL ELÉCTRICA E INVERSIÓN DE LOS DATOS – MODELIZACIÓN	43
7.1. CALIDAD DE LA SEÑAL ELÉCTRICA	43
7.2. INVERSIÓN DE DATOS – MODELIZACIÓN	44
7.2.1. Fundamentos de la inversión	44
7.2.2. Procesado e inversión de los datos	45
8. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN	51
8.1. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA	51
8.2. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES DE RESISTIVIDAD	56
8.2.1. Ensayo previo: selección del dispositivo óptimo	57

8.2.2. Descripción e interpretación conjunta de un perfil de tomografía eléctrica y un perfil de sísmica de refracción.....	61
8.2.3. Descripción e interpretación de los perfiles de tomografía eléctrica	63
9.CONCLUSIONES	72
10. BIBLIOGRAFÍA	74
ANEXO I: PARÁMETROS DE MODELIZACIÓN	78
ANEXO II: MODELOS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA	82

RESUMEN

Para el presente trabajo, se llevó a cabo un estudio geofísico con el método de tomografía eléctrica de resistividad para estudiar un deslizamiento desarrollado en abril de 2013 en la localidad de Toleo (Oviedo).

En el contexto de los métodos geofísicos, la tomografía eléctrica se suele utilizar para la investigación de los deslizamientos cerca de la superficie. Las mejoras en los sistemas de adquisición durante las últimas décadas han favorecido que sea uno de los métodos más adecuados para este tipo de estudios.

Este trabajo tiene como objetivo presentar los principales resultados obtenidos mediante esta técnica y evaluar la eficacia del método. Para ello se registraron e interpretaron tres perfiles longitudinales y uno transversal con el fin de caracterizar el deslizamiento y las estructuras más importantes del subsuelo. Los resultados de resistividad permitieron interpretar la posición de la superficie de deslizamiento, zonas asociadas con alto contenido en humedad y el límite entre las formaciones superficiales y el sustrato rocoso.

Los resultados obtenidos mediante la aplicación de diferentes dispositivos geométricos también se analizaron destacando las ventajas e inconvenientes de cada uno, para posteriormente, decidir cuál es el que mejor se adapta a este tipo de estudio.

El estudio también ha demostrado la utilidad de combinar dos técnicas geofísicas (tomografía eléctrica y sísmica de refracción) en entornos complejos como un deslizamiento.

ABSTRACT

For this work, a geophysical survey with resistivity tomography method was carried out to study a landslide developed in april 2013 in Toleo (Oviedo).

In the context of geophysical methods the Electrical Resistivity Tomography (ERT) is used for the near-surface exploration of landslide areas. Over the last decade the technological improvements in field-data acquisition systems have made it the most suitable method for this type of study.

This work aims to present the main results obtained by applying ERT and evaluate the effectiveness of the method. For this, were performed three longitudinal and one transverse profiles in order to characterize the most important slip and subsurface structures. The resistivity results indicated the sliding surface areas associated with high moisture areas and the boundary between the surface and the bedrocks formation.

The results obtained by applying different geometric devices also analyzed highlighting the advantages and drawbacks of each, to then decide the best suited to this type of study.

The study has shown the usefulness of combining two geophysical techniques (electrical tomography and seismic refraction) for studying complex environments like landslides.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es la memoria del trabajo final de investigación llevado a cabo para el Máster de “Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica” de la Universidad de Oviedo.

El objetivo principal del estudio ha consistido en caracterizar mediante el método de tomografía eléctrica de resistividad un deslizamiento en la localidad de Toleo situada en la ladera sur del Monte Naranco (Oviedo). Para ello se han realizado tres perfiles longitudinales y uno transversal al deslizamiento.

Los deslizamientos son fenómenos geológicos complejos que pueden acarrear un alto impacto socioeconómico e importantes daños, por eso es importante su estudio tanto para las fases previas del evento como las posteriores.

Un claro ejemplo es el deslizamiento que nos ocupa. El interés de su estudio radica en que la población de Toleo es una localidad formada por viviendas unifamiliares que ocupan gran parte de la ladera y que por lo tanto, están siendo afectadas por este deslizamiento, como también están afectados los caminos asfaltados que dan acceso a las distintas viviendas y una torre de alta tensión situada justo encima del mismo. Desde abril de 2013 hasta la actualidad, éste sigue activo y cada año se registran nuevas grietas. Por otra parte ésta es una problemática que afecta a otros núcleos habitados a lo largo de toda la ladera del Naranco.

Para el estudio de este deslizamiento se optó por el uso de métodos geofísicos en concreto la caracterización mediante el uso de tomografía eléctrica. Esta técnica se usa frecuentemente para este tipo de estudios ya que las áreas deslizadas suelen estar asociadas a cambios en la resistividad del terreno (Perrone et al. 2014).

Este método permite una rápida adquisición y modelización de los datos en campo, y su coste es bajo si se compara las técnicas de prospección tradicionales (sondeos o calicatas). Permite estudiar la geometría del cuerpo deslizado, la profundidad a la que se genera el mismo y conocer el espesor de los materiales que están involucrados en el deslizamiento. También puede aportar información sobre la estratigrafía de la zona, lineamientos tectónicos y la presencia de niveles freáticos que puedan ser el desencadenante de estos movimientos (Perrone et al. 2014).

2. OBJETIVOS

Los objetivos propuestos para el trabajo, una vez escogida la zona para el estudio y debido a las características superficiales del deslizamiento son:

- Detección de la superficie de deslizamiento o cicatriz para determinar si se ha desarrollado dentro del coluvión o en la interfase entre el coluvión y el sustrato rocoso. Los estudios previos realizados por el Ayuntamiento con sondeos no señalaron esta superficie y es muy importante su definición.
- Identificación de la geometría de la superficie de deslizamiento: se espera poder seguir una continuidad para el conjunto del deslizamiento y determinar el espesor del mismo.
- Detección de variaciones en la composición de los materiales deslizados y en sus propiedades físicas.
- Determinación del efecto de las aguas subterráneas en el deslizamiento: localización de zonas donde la presencia de fluidos sea mayor y su posible aplicación para detectar estructuras como fallas o cicatrices.
- Determinación de la configuración geométrica de registro óptima del dispositivo de electrodos para el método de tomografía eléctrica en estudios de deslizamientos: comparación de los resultados de las diferentes geometrías teniendo en cuenta diferentes factores como tiempo de toma de datos, profundidad de investigación o la resolución horizontal y vertical.

3. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El deslizamiento objeto de estudio se ubica en la población de Toleo, perteneciente al Término Municipal de Oviedo, colindante a la población de Fitoria y situada en la ladera meridional del Monte Naranco, a una distancia lineal de 3 Km del centro de Oviedo (figura 3.1). Las coordenadas UTM del deslizamiento, tomando como referencia un registro de saneamiento son: 270.104 - 4.807.717. Hacia el Este, a unos 0.5 Km de la zona de estudio se encuentra la Autovía AS-II. El acceso al terreno se puede realizar por la localidad de Pando y Villamejil.

El terreno estudiado (figura 3.2) tiene una superficie aproximada de 1ha (9900m²) y se encuentra rodeado por viviendas. El área deslizada se sitúa a una cota altimétrica comprendida entre 270 y 308m y tiene una pendiente media de 13° hacia el SE.

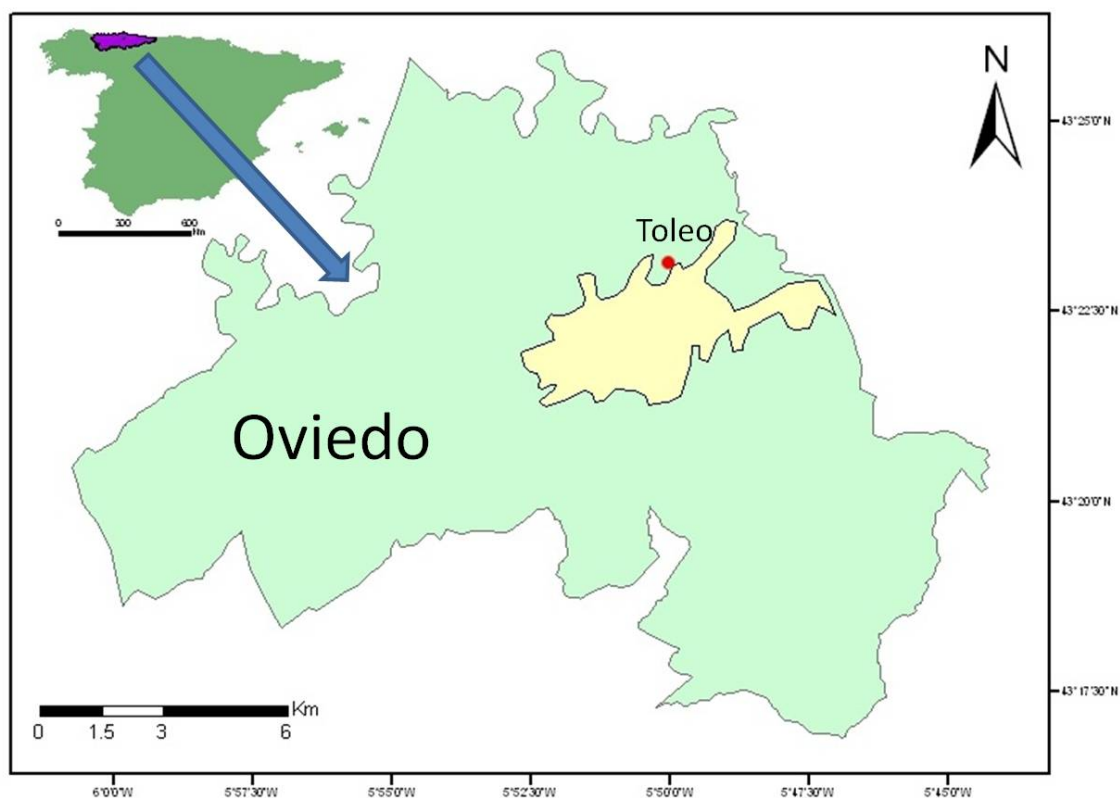


Figura 3.1. Localización geográfica general de la zona de estudio

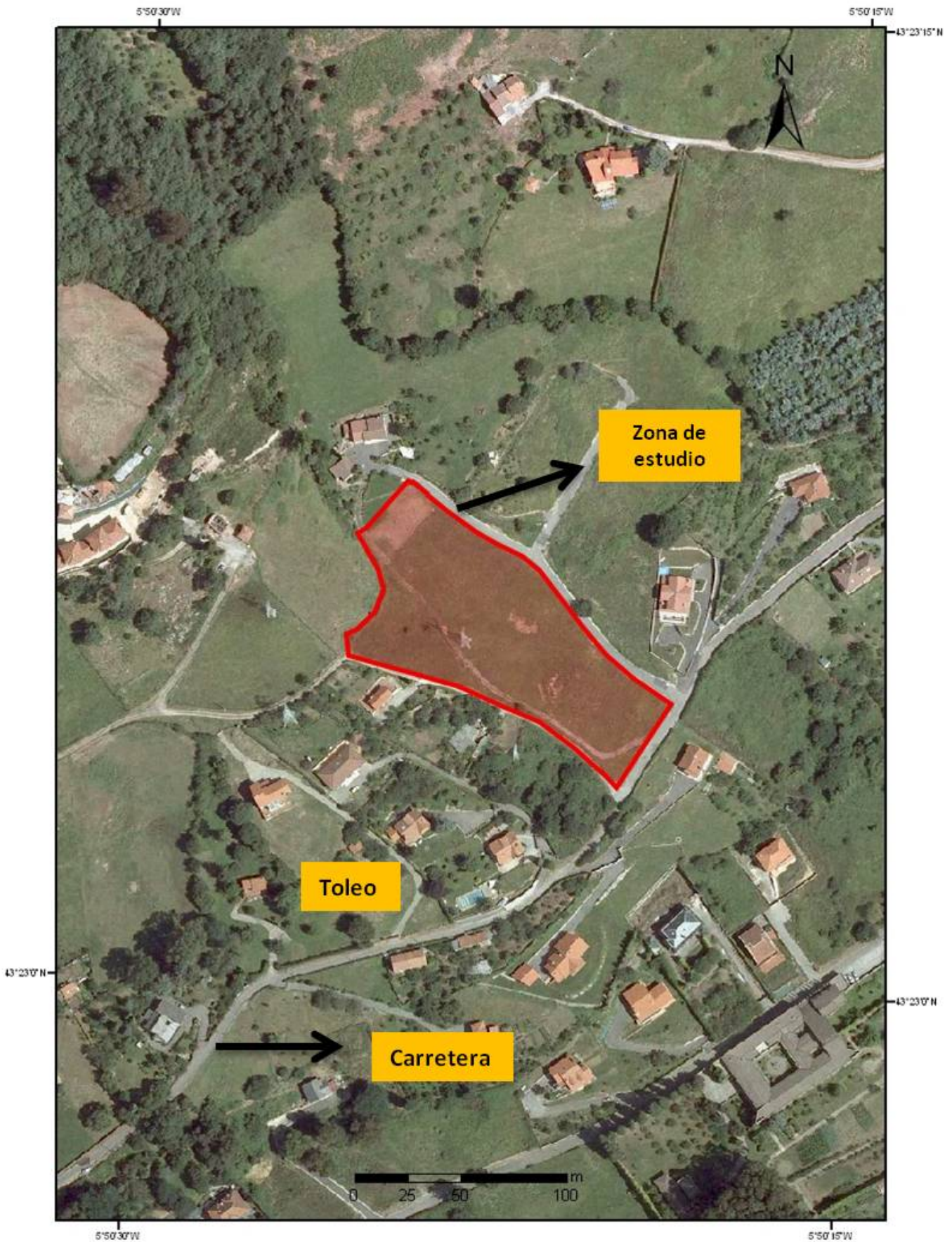


Figura 3.2. Localización geográfica local de la zona de estudio

4. MARCO GEOLÓGICO

4.1. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

El concejo de Oviedo se enmarca dentro de la zona Cantábrica, concretamente en la unidad de La Sobia-Aramo. El basamento de dicho concejo es Paleozoico y se caracteriza por unas estructuras principales que presentan una orientación NE-SO, siguiendo la disposición que adquirieron tras la formación del arco ibero-armoricano (figura 4.1).

Desde un punto de vista orográfico se pueden distinguir tres dominios: la Sierra del Naranco en el Norte y el valle del Nalón en la zona meridional, formados por materiales Paleozoicos y, la depresión de Oviedo en el centro. La zona de estudio de este trabajo se encuentra en la sierra del Naranco, limitada al Norte por el río Nora y al Sur por el río San Claudio.

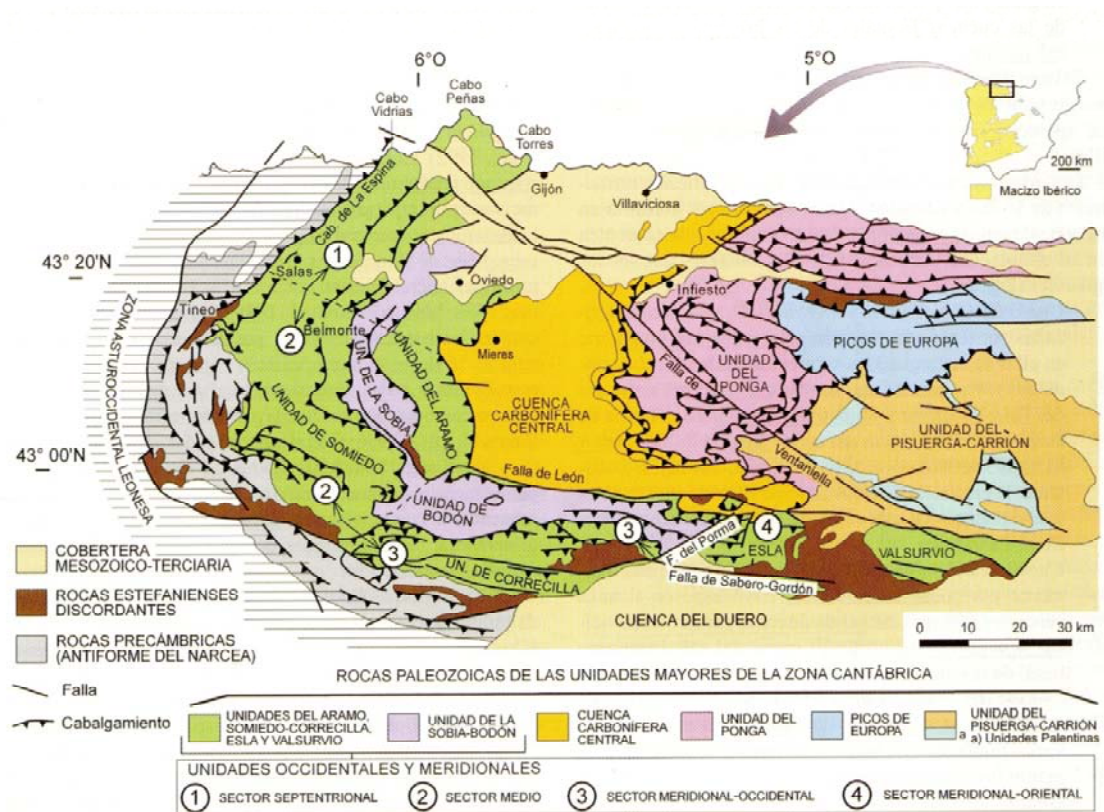


Figura 4.1. Mapa geológico de la Zona Cantábrica (Bastida, 2004; basado en Julivert, 1971)

4.2. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA DE LOS MATERIALES

Según Claverol (1995) el Concejo de Oviedo comprende una amplia serie estratigráfica paleozoica, preorogénica y sinorogénica, sobre la que se depositan materiales mesozoico-terciarios de manera discordante. En las inmediaciones a la zona de estudio encontramos materiales del Devónico, Carbonífero, Cretácico, Terciario y Cuaternario (figura 4.2).

4.2.1.Devónico

Los depósitos de esta edad presentan importantes variaciones, tanto de litofacies como de espesor. Las formaciones de muro a techo son: Complejo de Rañeces, Caliza de Moniello, Arenisca del Naranco, Caliza de Candás y Arenisca de Candás.

En las inmediaciones de la zona de estudio se encuentra la *Formación Arenisca del Naranco*. Esta se compone de una serie con una potencia entre los 400-500m, constituida por una alternancia de areniscas tableadas, predominantemente ferruginosas, y pizarras, siendo éstas más abundantes hacia techo (Adaro y Junquera, 1916). Las areniscas ferruginosas presentan un color rojo característico y se concentran en el primer centenar de metros. Les sigue un conjunto de pizarras que presentan una tonalidad verdosa amarillenta con algunas intercalaciones de areniscas que van adquiriendo progresivamente hacia techo una litología más cuarcítica. En las areniscas se suelen encontrar niveles de fauna mal conservados (Braquiópodos y Crinoideos).

4.2.2.Carbonífero

Los materiales carboníferos se sitúan sobre la Arenisca del Naranco antes descrita y localmente sobre las Areniscas de Candás. El Carbonífero empieza a muro con unidades carbonatadas y hacia techo se encuentran una sucesión más heterogénea de pizarras, areniscas, calizas y carbón.

La zona de estudio se sitúa sobre lo que Claverol (1995) denomina informalmente como *Carbonífero Superior del Naranco*.

Se trata de una sucesión de unos 1200m del Westfaliense A-B que se deposita concordante sobre la *Formación Valdeteja* (Caliza de Montaña, Carbonífero), aunque en esta zona está limitada tanto a techo como a muro por cabalgamientos. Dentro de esta sucesión se diferencian dos conjuntos: *Paquete Folgueras* y *Paquete Los Carriles*. En general se tratan de secuencias detrítico-pizarrosas monótonas. Concretamente el *Paquete Folgueras* está constituido por una secuencia monótona de lutitas de unos 650m de espesor donde se observa una variada microfauna. El *Paquete Los Carriles* tiene una potencia de 550m y presenta capas

de carbón. La sucesión estratigráfica está compuesta por lutitas carbonatadas, margas, areniscas, limolitas, calizas y carbón, siendo distintivo el abundante contenido en fósiles.

4.2.3.Cretácico

Llopis Lladó (1950 y 1956) fue el precursor más importante del conocimiento del Cretácico. Es una serie estratigráfica de unos 200m cuyo muro descansa discordante sobre el Paleozoico, excepto en algunas zonas donde el contacto es tectónico. El Terciario se dispone en el límite superior sobre el Cretácico.

La sucesión se compone de areniscas, margas, arenas y calizas con secciones de rudistas en mal estado de conservación.

4.2.4.Terciario

Tiene un espesor algo superior a los 200m y se diferencian tres conjuntos litológicos. El *conjunto inferior* está formado por una alternancia de calizas blanquecinas y margas de varios colores. En el *conjunto intermedio* encontramos margas versicolores con alguna intercalación de calizas blanquecinas (Margas de San Pedro) y arcillas. El *conjunto superior*, que es el que aflora en las inmediaciones de la zona de estudio, está constituido por calizas blanquecinas, arenas arcillosas y conglomerados.

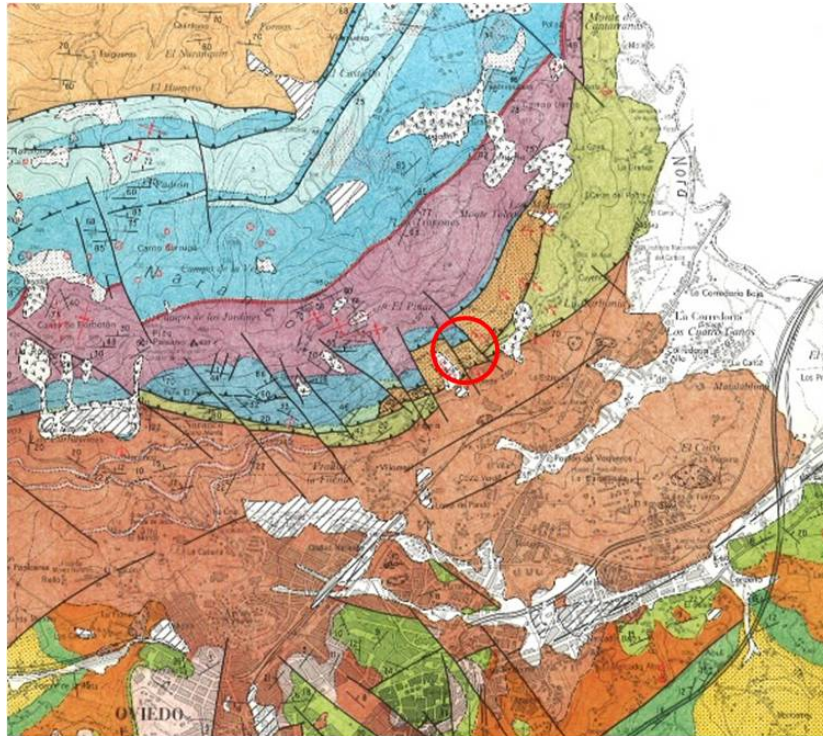
4.2.5.Cuaternario

Los depósitos más característicos en la zona de estudio son los depósitos de coluvión. Un coluvión se define como una masa incoherente de materiales sueltos y heterogéneos transportados por la arroyada difusa que se suelen depositar en la base de las laderas. Estos depósitos en la zona de Oviedo están asociados al río Nora y sus afluentes. Los materiales se caracterizan por presentar un bajo grado de consolidación y un elevado grado de saturación de agua en época de precipitaciones (CONGEO, 2013).

En la zona objeto de estudio, según los sondeos realizados por el Ayuntamiento de Oviedo en abril de 2013, el coluvión sobre el que se asienta el deslizamiento estudiado presenta las siguientes características: arenas limosas con arcillas y clastos de pizarras alterados y angulosos. La potencia es irregular, siguiendo una tendencia ascendente hacia la parte baja del deslizamiento donde se llegan a alcanzar los 7 metros de espesor.

En determinadas zonas cerca del área de estudio se observan materiales de atribución dudosa. En el Pontón de Vaqueros afloran unas arcillas de color rojizo que presentan clastos angulosos de Arenisca del Naranco. También, muy cerca de esta zona, en el borde meridional

de la arcillera de Menéndez se observan este tipo de depósitos que se disponen discordantes sobre el Terciario.



CRETÁCICO

- Fm. OVIEDO: Calizas y areniscas calcáreas (Coniaciense - Santoniense)
- Fm. LA ARGANOSA: Arenas y arcillas (Coniaciense)
- Fms. LAS TERCIAS y OTERO: Calizas, calizas nodulosas y limos (Turonense - Cenomaniense)
- Fm. PIEDRAMUELLE: Arenas y, hacia la base, calizas (Cenomaniense Medio)
- Fms. EL CALEYU y ULLAGA: Arenas y arcillas, con calizas basales (Cenomaniense - Albense)
- CRETÁCICO INDIFERENCIADO

CARBONÍFERO

- Fm. ABLANEDO: Lutitas, areniscas y capas de carbón (Westfaliense D Medio)
- Fm. OLLONIEGO: Conglomerados poligénicos, pizarras, areniscas y carbón (Westfaliense D Baja)
- Fm. ESPERANZA: Pizarras y areniscas (Westfaliense D Baja)
- Fm. MIERES: Conglomerados cuarcíticos, areniscas y pizarras (Westfaliense D)
- Fm. CANALES: Pizarras, areniscas y capas de carbón (Westfaliense D)
- CARBONÍFERO DEL NARANCO: Pizarras, areniscas, calizas y carbón (Westfaliense A-B)
- Fm. VALDETEJA: Calizas claras, masivas (Bashkiriense Inferior - Bereyense)
- Fm. BARCALIENTE: Calizas oscuras laminadas (Serpukhoviense - Bashkiriense)
- Fms. ALBA y CANDAMO: Calizas rajadas ("Griotte") y claras (Fameniense - Tournaisiense)

DEVÓNICO

- Fm. PIÑERES: Cuarcitas, areniscas y microconglomerados (Fameniense Superior)
- Fm. NARANCO: Areniscas ferruginosas y pizarras (Eifeliense - Giveliense)
- Fm. MONIELLO: Calizas y calizas margosas (Emsiense Superior - Eifeliense Inferior)
- Grupo RAÑECES: Dolomías, margas y lutitas (Lochkoviense - Emsiense)

SILÚRICO

- Fm. FURADA: Areniscas, cuarcitas y pizarras (Wenlockiense Superior - Lochkoviense)
- Fm. FORMIGOSO: Pizarras, negruzcos (Llandovery Inferior - Wenlockiense Inferior)

ORDOVÍCICO

- Fm. BARRIOS: Cuarcitas blanquecinas (Arenig)

DEPÓSITOS ANTRÓPICOS

- Rellenos artificiales

CUATERNARIO

- Depósitos aluviales: Suelos residuales de alteración de las calizas
- Depósitos gravitacionales (Coluviones)
- Depósitos de llanura aluvial
- Depósitos de terrazas fluviales

PLIOCUATERNARIO (?)

- Conglomerados y arenas arcillosas con cantos heterométricos

TERCIARIO

- Margas, arcillas y areniscas (Eoceno Superior - Oligoceno ?)
- Niveles de calizas y calizas margosas bien quecinas y rasadas

Figura 4.2. Mapa geológico de una parte del municipio de Oviedo. Señalado con un círculo donde se sitúa la zona de estudio, que se encuentra sobre el Carbonífero Superior (Gutiérrez y Torres, 1994).

4.3. TECTÓNICA

El municipio de Oviedo, enclavado en la Zona Cantábrica, está caracterizado por una tectónica de mantos de cabalgamientos y pliegues asociados que tiene una superficie de despegue de edad cámbrica y cuyos datos geofísicos proporcionan información sobre su profundidad que está en torno a los 4000-5000m (Pérez Estaun et al., 1994). En la evolución de la zona se pueden diferenciar las siguientes etapas tectónicas:

4.3.1. Tectónica Varisca

La zona de estudio se encuentra en la prolongación septentrional del *sector de Las Caldas*, en la Sierra del Naranco, donde dominan los materiales carboníferos.

Durante la Orogenia Varisca se generaron dos tipos de estructuras tectónicas importantes: los cabalgamientos y los pliegues asociados.

El cabalgamiento principal de la zona de estudio es el *Cabalgamiento de El Naranco* (figura 4.2) que repite las Formaciones Barcaliente y Valdeteja. El contacto con las pizarras del carbonífero forma un retrocabalgamiento.

Ocupando gran parte de la zona central de Oviedo se encuentra el *Sinforme de El Naranco-Las Caldas*, el cual es paralelo a una sucesión de pliegues de orientación NE-SO. Se diferencian dos grandes afloramientos: el primero se encuentra en la Sierra del Naranco y el segundo cerca de las Caldas de Priorio. Los materiales que aparecen en este sinclinal son de edad carbonífera, aflorando en el núcleo la sucesión detrítico-pizarrosa del Carbonífero Superior.

4.3.2. Tectónica Alpina

Durante la orogenia Alpina, tanto los materiales paleozoicos como la cobertera mesozoico-terciaria sufrió una deformación frágil que dio lugar a fallas y la inversión tectónica o reactivación de estructuras previas. Los cabalgamientos variscos de dirección NE-SO que son transversales a la cuenca de Oviedo, como el que afecta al Monte Naranco (figura 4.3), se reactivaron en la orogenia Alpina seguramente como fallas de flexural slip relacionado con el reapretamiento que sufrió el arco astórico (Pulgar et al., 1999).

En la zona de estudio, la falla más importante es la Falla del Naranco que limita por el norte la cobertera del concejo. Se formó como consecuencia de una reactivación de un cabalgamiento hercínico de dirección NE-SO. A medida que se acerca a la ladera meridional del Naranco esta falla toma rumbo E-O.

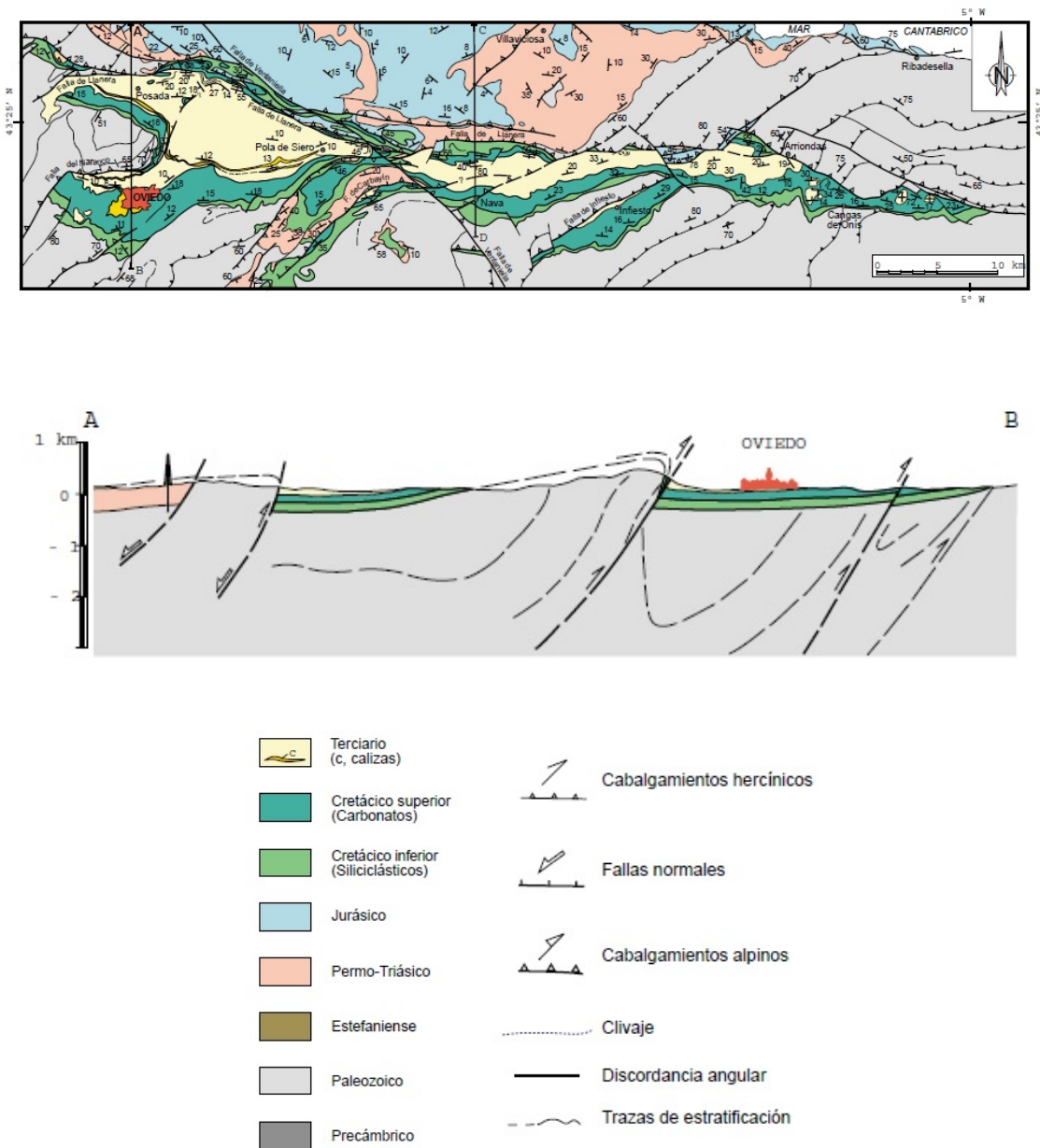


Figura 4.3. Mapa geológico de la cuenca meso-terciaria de Oviedo y corte transversal que atraviesa el Monte Naranco y la ciudad de Oviedo (Tomado de Pulgar et. al (1999), Alonso et al, 1996).

4.4. HIDROGEOLOGÍA

En la zona meridional del Naranco (Gutiérrez y Torres, 2004) se encuentran abundantes fuentes que provienen de un acuífero subterráneo kárstico desarrollado en los materiales de la *Formación Moniello*. Así por ejemplo, en los sondeos que se realizaron en la campaña prospectiva para el depósito de Villapérez, que se encuentra a 700 metros del deslizamiento, se apreció una pérdida de agua total cuando se alcanzó la formación Moniello. Esto demuestra

que existe una importante karstificación en éstas calizas cuya disposición condiciona el flujo de agua subterránea.

En otros sondeos que cortaron materiales carboníferos por debajo del coluvión, el nivel freático se situó debajo del cuaternario.

Todos los coluviones de la zona tienen bastante potencia y suelen estar embebidos en agua. En general es una zona de elevada porosidad y de permeabilidad reducida, donde el grado de saturación por infiltración es elevado en épocas de precipitaciones meteóricas (CONGEO, 2013).

4.5. TIPO DE DESLIZAMIENTO

Con el fin de establecer criterios para la interpretación geológica de los perfiles eléctricos, se describe a continuación el tipo de deslizamiento que es objeto de estudio.

De acuerdo a la clasificación de Varnes (1978), el tipo de estructura desarrollada en la zona de estudio se clasificaría como un movimiento complejo (Tabla 4.1) (figura 4.4), produciéndose el movimiento en dos fases:

- Una primera fase, coincidente con la época de intensas precipitaciones que desencadenaron el proceso, que produciría un deslizamiento de tipo rotacional en cabecera, formándose así grietas y fracturas de tracción típicas de este tipo de movimiento.
- Una segunda fase que implicaría un movimiento en flujo de toda la masa. Este movimiento es mucho más lento que el anterior pero se prolonga en el tiempo y es activo en la actualidad. Más adelante, en el capítulo 8.1, se muestran una serie de fotografías donde se observan los daños producidos en la actualidad en muros de viviendas. La presencia de grietas y deformaciones en estructuras, incluso reparadas después del episodio de 2013, es una prueba de la continuidad del proceso.

Tipo de movimiento		Tipo de material		
		Roca	Suelo	
			De grano grueso	De grano fino
Caídas		Caídas de rocas	Caídas de detritos	Caídas de suelos
Basculamientos		Basculamiento de rocas	Basculamiento de detritos	Basculamiento de suelos
Deslizamientos	★ Rotacionales	Deslizamiento rotacional de rocas	Deslizamiento rotacional de detritos	Deslizamiento rotacional de suelos
	Translacionales	Deslizamiento translacional de rocas	Deslizamiento translacional de detritos	Deslizamiento translacional de suelos
Separaciones laterales		Separación lateral en roca	Separación lateral en detritos	Separación lateral en suelos
★ Flujos		Flujo de rocas	Flujo de detritos	Flujo de suelos
 Complejos		Combinación de dos o más tipos		

Tabla 4.1. Clasificación de los deslizamientos (Varnes, 1978)

Los deslizamientos rotacionales, en general, presentan las siguientes características: se producen en un plano aproximadamente paralelo a la pendiente de la ladera, el movimiento de cizalla se produce a lo largo de un plano cóncavo (Varnes, 1978), se pueden reconocer estrías en superficie y las grietas son cóncavas en la dirección del movimiento. En la zona de estudio es reconocible este tipo de movimiento por las grietas de tracción que se observan en superficie tanto en la cabecera como en las zonas laterales cuya forma es cóncava hacia abajo, y por el plano de deslizamiento que se produce paralelo a la pendiente.

Por otro lado, los flujos son movimientos en masa, con un comportamiento viscoso, en los que los depósitos son testigos de procesos de deformación interna en donde las partículas han viajado individualmente dentro de la masa movilizada. De acuerdo con Varnes (1978) los movimientos de flujo pueden afectar tanto a formaciones superficiales como a sustrato rocoso. La zona de acumulación se caracteriza por presentar formas lobuladas y elongadas con una superficie irregular en las que se mantienen, en ocasiones, señales del proceso de solapamiento de diferentes lóbulos con material procedente del área de cabecera (Domínguez Cuesta, 2003).

Para el estudio de este movimiento de masa complejo es importante reconocer el factor desencadenante del mismo. En el caso analizado en este trabajo los más importantes fueron las altas precipitaciones que acontecieron en el invierno de 2013, y la fuerte inclinación de la ladera. En estos contextos la precipitación provoca un aumento de la presión de los poros, y esto hace que se reduzca la resistencia del material por hidratación (Selby, 1993). Este cambio de presión en los poros puede alterar la consistencia de los materiales lo que produce una disminución de la cohesión y la fricción interna, lo que facilita el inicio del proceso y los movimientos de deslizamiento y flujo.

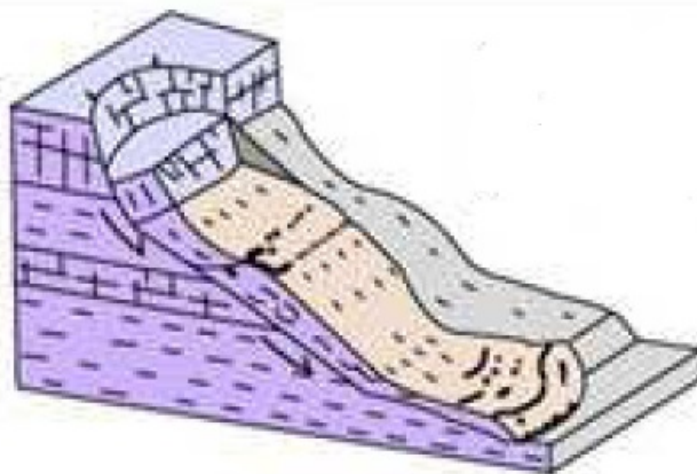


Figura 4.4. Movimiento complejo según la clasificación de Varnes (1978). En este esquema se ilustra un deslizamiento rotacional en cabecera que evoluciona ladera abajo en un movimiento de flujo (Varnes, 1978).

4.6. ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS

Existen artículos publicados en revistas y también diversos informes no publicados, en los que se describen y/o analizan los deslizamientos desarrollados en la ladera meridional del Naranco, incluso sobre la zona estudiada.

Ya en el libro “Geología de Oviedo” (Gutiérrez y Torres, 1995) se mencionan los riesgos de deslizamientos en la zona. Entre varios deslizamientos, destaca los de la vertiente meridional del Naranco, en concreto los deslizamientos de Fitoria, Toleo y Cuyences.

Ruiz Arias et al. (1996) estudiaron una serie de pequeños deslizamiento en la zona de Fitoria-Toleo. Los autores proponen como desencadenante de los deslizamientos la construcción de nuevas viviendas que desestabilizaron el terreno y provocaron estos movimientos de carácter rotacional. Estos deslizamientos se encuentran a unos 300 metros de distancia del deslizamiento de Toleo.

En abril de 2013, probablemente debido a un invierno especialmente lluvioso (figura 4.5), se sucedieron una serie de deslizamientos en la zona de estudio que afectaron a las viviendas cercanas y que causaron grietas tanto en caminos, como pistas de paso y muros provocando una importante alarma social en los habitantes de la zona. Es por eso que el ayuntamiento de Oviedo encargó un informe geológico (CONGEO, 2013) con el objetivo de cuantificar la magnitud del desplazamiento y las causas que lo provocaron, ante la falta de seguridad en las fincas. En el informe se concluye que existe un riesgo de deslizamiento que afectaría a caminos municipales, una torre de alta tensión, y de forma inmediata a una vivienda. Los trabajos para estudiar el terreno consistieron en la realización de tres sondeos con recuperación continua de testigo (hasta alcanzar sustrato) y dos ensayos de penetración dinámica. Más adelante, en el capítulo 8.1, se recogen los resultados de dichos sondeos. Las causas del deslizamiento que se dan a entender en este informe son las altas precipitaciones que acontecieron días anteriores y la sobrecarga por la presencia de depósitos de relleno antrópico que provienen de las excavaciones de parcelas próximas. Cabe destacar que ya en el año 1992 el ayuntamiento había encargado otro informe a la misma empresa para estudiar las grietas aparecidas en la una carretera cercana entre Fitoria y Toleo, lo cual pone en evidencia lo reiterativo de este fenómeno en la zona.

Inmediatamente, Sáenz de Santa María y García Fernández (2013), realizan otro informe inédito sobre el mismo deslizamiento, a petición de un propietario de la zona. En él concluyen que las causas de los movimientos pueden ser muy diversas pero que en este caso fueron las intensas precipitaciones junto con una mala calidad geotécnica de los materiales, la causa del deslizamiento. La zona estudiada ya se había deslizado con anterioridad por lo que, aunque la actividad antrópica es muy importante en la zona, el movimiento tiene un origen natural.

Finalmente, también se ha dispuesto de datos de sísmica de refracción de la zona estudiada interpretados por Javier Olona y Jorge Gallastegui que delimitan el contacto entre el coluvión y el sustrato rocoso en base a un brusco incremento de la velocidad sísmica del subsuelo. Sus resultados se utilizarán para la interpretación de los ensayos de resistividad eléctrica.

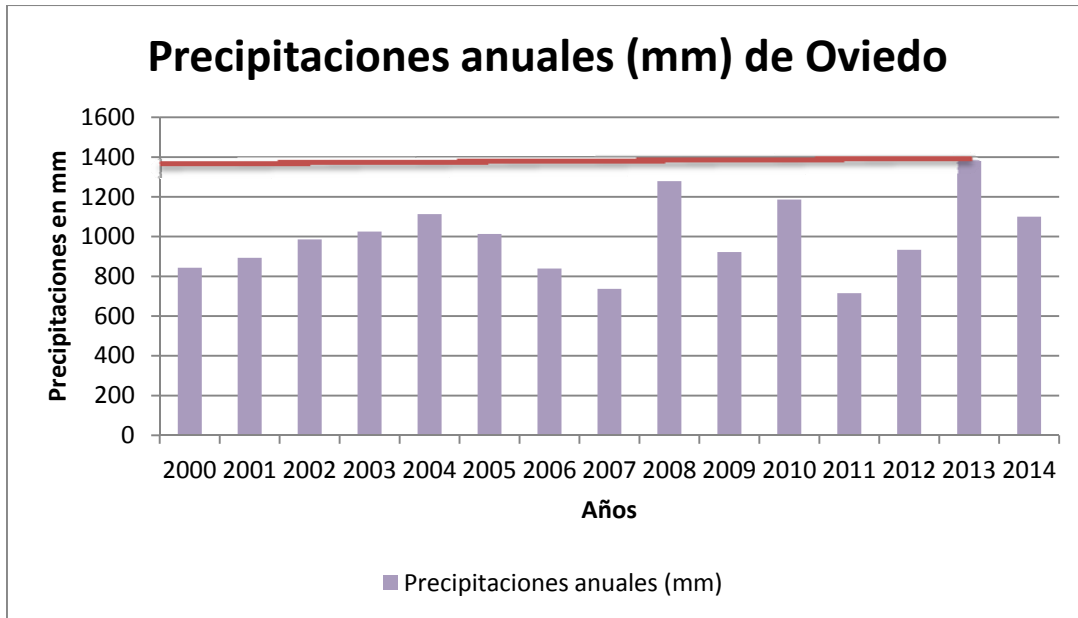


Figura 4.5. Precipitaciones anuales (mm) en Oviedo en los últimos 15 años. Se observa que el año con más precipitaciones fue el 2013. Fuente: AEMET (Agencia Estatal de Meteorología).

5. METODOLOGÍA

5.1. INTRODUCCIÓN

Los métodos de prospección eléctrica en corriente continua se fundamentan en la teoría general del campo eléctrico estacionario y se basan en detectar los efectos superficiales que produce el flujo de una corriente eléctrica, natural o inducida, por el subsuelo.

En 1829, el inglés Robert Were Fox descubrió que ciertos minerales producen débiles corrientes eléctricas apreciables desde la superficie (polarización espontánea) y sugirió su uso para la prospección de yacimientos. A partir de esa fecha los métodos prospectivos fueron evolucionando hasta que Conrad Schullumberguer (1913) introduce una fuente artificial (inyección de corriente al suelo) para estudiar la cuenca silúrica de Calvados (Francia) y, él y Fran Wenner (1925) idean el dispositivo tetraelectródico base de la prospección actual.

El método para obtener los modelos de resistividad del terreno se basa en la inyección de una corriente eléctrica en el subsuelo de intensidad conocida y en la medición de la diferencia de potencial generada por la misma en dos puntos. Este procedimiento se repite en toda el área de prospección, y una vez obtenidas las medidas se dispone de una distribución de resistividades experimentales o aparentes a lo largo del subsuelo. Dado que el terreno es heterogéneo, este conjunto de resistividades no corresponde a la distribución real. El cálculo para obtener el modelo real de resistividades se realiza a partir de la resistividad aparente registrada en campo, utilizando técnicas de inversión.

5.2. CONCEPTOS BÁSICOS DE LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

5.2.1. Definición y medida de resistividad

Los estudios eléctricos se basan en la Ley de Ohm (ecuación 5.1), la cual rige el flujo de corriente en un medio. Si se considera al subsuelo como un medio continuo, homogéneo y con una resistividad uniforme, el flujo de corriente puede expresarse como

$$J = \sigma E \quad (5.1)$$

donde J es la densidad de corriente, σ la conductividad del medio y E la intensidad del campo eléctrico.

Si se aplica la ley de Ohm (figura 5.1) directamente, lo que se obtiene es la resistencia total del circuito (ecuación 5.2). Este parámetro no es un buen indicador del tipo de material ya que depende de la longitud y del área.

$$R = \frac{V}{I} \quad (5.2)$$

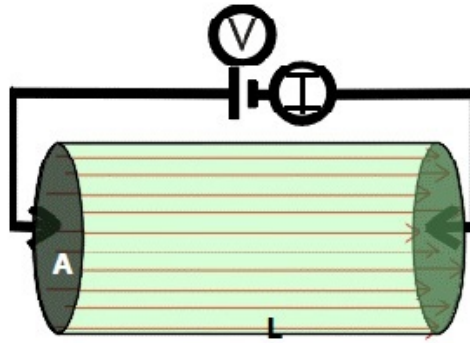


Figura 5.1. La resistencia (R) al paso de una corriente eléctrica de un objeto depende de su área transversal y su longitud.

La resistividad eléctrica es una medida de la dificultad que encuentra la corriente eléctrica cuando pasa por un material determinado (Orellana, 1982). Se trata de una propiedad específica de cada material (no depende de las características geométricas del mismo), que se mide en ohmios metro (Ωm), y que representa la inversa de la conductividad eléctrica ($\rho=1/\sigma$). Para un cuerpo como el de la figura 5.1 la resistividad se expresa como

$$\rho = \frac{R \cdot A}{l} \quad (5.3)$$

donde R es la resistencia eléctrica, A es el área de una de las caras del cuerpo y l es la longitud del mismo. El cociente A/l es la constante geométrica k que depende de cada configuración geométrica de electrodos.

En prospección geoelectrica, la determinación de la resistividad requiere de la inyección al terreno de un flujo de corriente eléctrica de intensidad conocida y de la medición de la diferencia de potencial generada entre dos puntos. Para ello se utilizan cuatro electrodos (figura 5.2), dos para inyectar la corriente (denominados como electrodos de corriente o A y B), y otros dos para medir la diferencia de potencial creada (conocidos como electrodos de potencial o M y N).

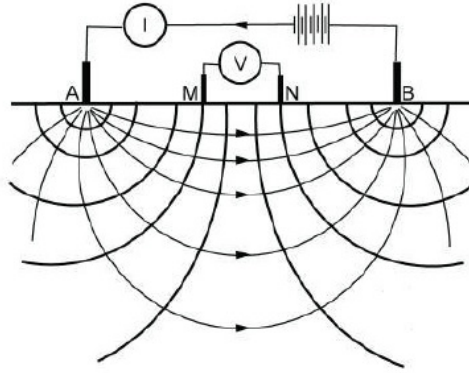


Figura 5.2. Distribución del potencial en el subsuelo creado por una pareja de electrodos de corriente (Moller et al. 1995).

Como se puede observar en la figura 5.2, el flujo eléctrico en un medio homogéneo e isótropo adopta una forma radial entre los electrodos de corriente (líneas representadas con flechas), con una distribución perpendicular a las líneas equipotenciales.

En un semi-espacio de resistividad homogénea e isótropa, en el caso de que uno de los electrodos de corriente se encuentre en el infinito, el flujo eléctrico describe una superficie hemi-esférica, en la cual la densidad de corriente tendrá siempre el mismo valor en todos los puntos del área así como una dirección normal a dicha superficie semiesférica. Siendo r el radio de la semiesfera, el campo eléctrico para un punto dado se define como

$$|E| = \frac{I \cdot \rho}{2\pi r^2} \quad (5.4)$$

Donde E es la intensidad del campo eléctrico, I la cantidad de corriente inyectada y ρ la resistividad del material.

Según la primera ecuación de Maxwell:

$$\nabla \times E = - \frac{\partial B}{\partial T} \quad (5.5)$$

Donde E es la intensidad del campo eléctrico y B la inducción magnética, y considerando que el campo eléctrico en corriente continua es estacionario, entonces:

$$\nabla \times E = 0 \quad (5.6)$$

por lo que se obtiene que:

$$E = -\nabla V \quad (5.7)$$

donde V es el potencial eléctrico.

En este contexto de trabajo la diferencia de potencial (ΔV) entre dos puntos M y N se define como

$$\Delta V = \int_N^M E \cdot dl \quad (5.8)$$

Sustituyendo el campo eléctrico (ecuación 5.4) en la anterior fórmula, se deduce que:

$$\Delta V = \frac{I \cdot \rho}{2\pi \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)} \quad (5.9)$$

Donde ΔU es la diferencia de potencial entre M y N, y r_1 y r_2 r_1 y r_2 son las distancias de los electrodos M y N al electrodo de corriente A (figura 5.3).

Despejando la resistividad de la fórmula (5.9), se deduce que:

$$\rho = \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}} \right) \frac{\Delta V}{I} \quad (5.10)$$

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (5.11)$$

En la ecuación 5.10, al término que se encuentra entre paréntesis se le denomina como constante geométrica (k en la ecuación 5.11). Este factor depende de la posición de los electrodos de medida.

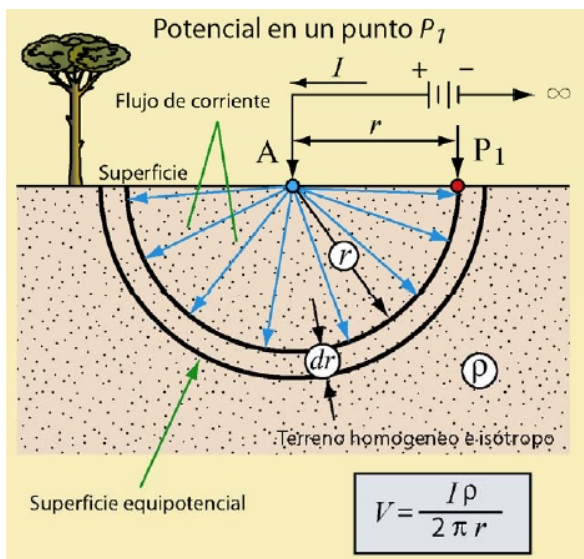


Figura 5.3. Potencial en un punto P_1 provocado por una fuente de corriente puntual A (Tomado de Martínez Pagán (2006), Modificado de Burger, 1992)

En el caso de que el electrodo de corriente B no se sitúe en el infinito, el cálculo de la resistividad se realiza según la siguiente expresión:

$$\rho = \left[\frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM}\right) - \left(\frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN}\right) + \left(\frac{1}{BN}\right)} \right] \frac{\Delta V}{I} = K \frac{\Delta V}{I} \quad (5.12)$$

siendo AM, BM, AN y BN las cuatro distancias entre los electrodos de corriente y de potencial (figura 5.4), ρ la resistividad del terreno, I intensidad de corriente inyectada, ΔV la diferencia de potencial entre los electrodos M y N y K el factor geométrico.

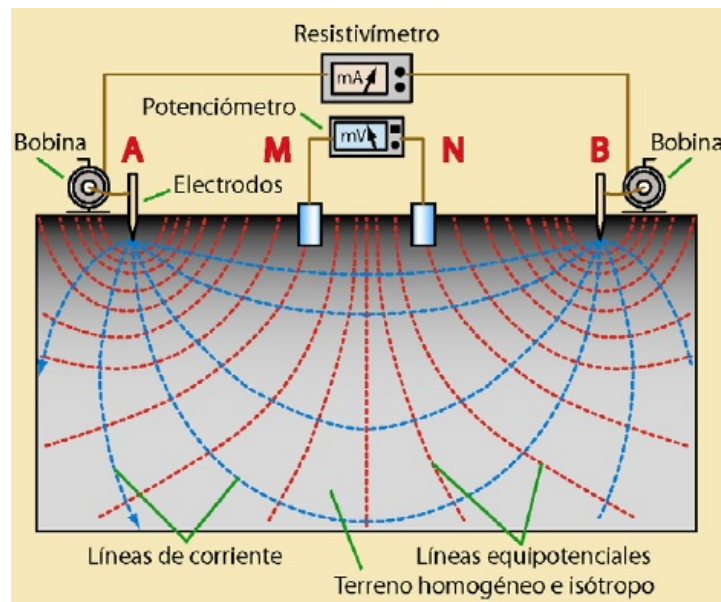


Figura 5.4. Dispositivo tetrapolar sobre un terreno homogéneo e isótropo (Martínez Pagan, 2006).

5.2.2. Resistividad aparente y real

En un medio homogéneo e isótropo el valor de resistividad obtenida según el dispositivo de cuatro electrodos de medida referido anteriormente corresponde a la resistividad real del medio. Pero la realidad es que en las investigaciones de campo el medio de trabajo es heterogéneo y la resistividad varía en función de cambios litológicos, humedad, etc. La resistividad aparente depende esencialmente de las variaciones en la densidad de corriente y de la disposición geométrica de los electrodos. En este caso el valor obtenido se denomina resistividad aparente (ρ_a) y depende esencialmente de la configuración geológica del terreno, de las variaciones en la densidad de corriente y de la disposición geométrica de los electrodos.

En la figura 5.5 se muestra un ejemplo de cómo las variaciones de la densidad de corriente afectan al valor de la resistividad aparente. Así en el ejemplo de la figura 5.5b, donde la resistividad de las capas aumenta con la profundidad, la corriente eléctrica tiende a concentrarse en las capas superficiales. Esto provoca que la resistividad aparente se aproxime a la resistividad de la capa superficial ($\rho_1 < \rho_a \ll \rho_2$). Al contrario, si la resistividad disminuye en profundidad, la densidad de corriente se concentra en mayor grado en profundidad, por lo que la resistividad aparente se acercará al valor de la capa situada a mayor cota ($\rho_1 \ll \rho_a < \rho_2$) (figura 5.5c).

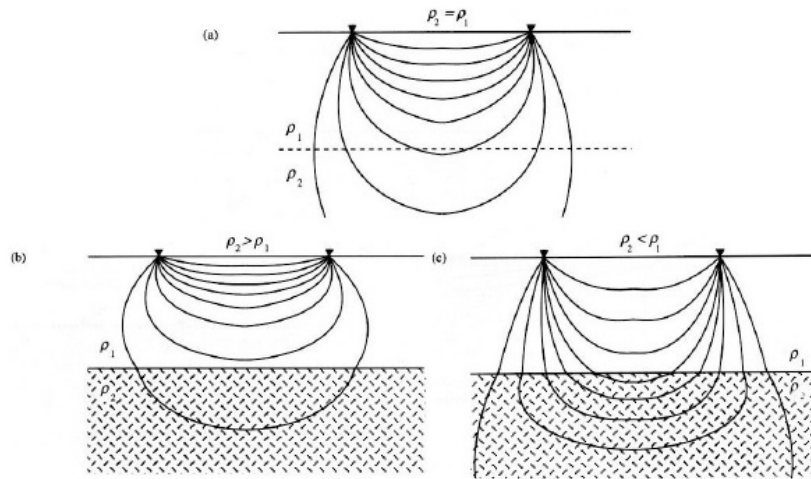


Figura 5.5. Distribución de líneas de flujo de corriente en función de la resistividad del subsuelo: a) Capas homogéneas de igual resistividad; b) dos capas, la superior menos resistiva que la inferior; c) dos capas, la capa superior más resistiva que la inferior (Burger, 1992).

En la figura 5.6, se muestra otro factor del que depende la resistividad aparente, que es la disposición geométrica de los electrodos. En este caso se observa que conforme va aumentando la distancia entre los electrodos de corriente (desde el caso 5.6a, al caso 5.6c), la densidad de corriente es mayor en la capa más resistiva por lo que la resistividad aparente se aproximará más al valor de ρ_2 .

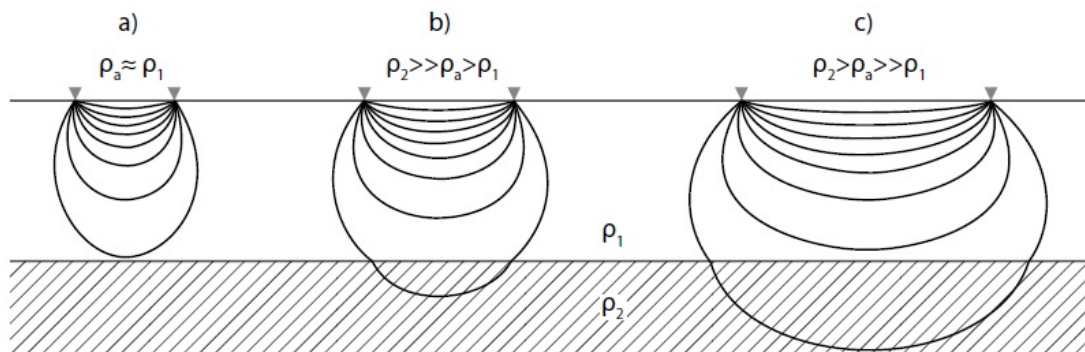


Figura 5.6. Modelo estratificado de dos capas homogéneas ($\rho_2 > \rho_1$). Se representa la evolución de la resistividad aparente (ρ_a) según el espaciado entre electrodos. a) $\rho_a \approx \rho_1$ ya que el flujo eléctrico se concentra en la capa más superficial. b) y c) Si la distancia entre los electrodos aumenta, la densidad de corriente atraviesa la segunda capa y por lo tanto la resistividad aparente se acercará más al valor de ρ_2 (Tomado de Olona (2014), Modificado de Burger, 1992).

5.3. RESPUESTA ELÉCTRICA DE LOS MATERIALES

La mayor parte de los componentes de las rocas y de los suelos se consideran como materiales poco conductivos o de muy elevada resistividad, exceptuando ciertos casos como algunos minerales metálicos (donde se produce una conducción electrónica).

En el carácter conductor del terreno juega un papel fundamental el electrolito que satura los poros de las mismas. Así, se pueden diferenciar tres tipos de conducción:

1. Conducción dieléctrica: asociada a materiales aislantes o poco conductivos. Son materiales con alta resistividad ya que no poseen electrones libres que se puedan desplazar.
2. Conducción electrónica: son materiales conductivos con electrones libres que pueden desplazarse a través del material.
3. Conducción electrolítica: la corriente se produce por el movimiento de iones salinos a través del fluido. Este fluido está contenido en los poros y/o fisuras. Para que sea efectiva la corriente eléctrica, los poros o fisuras han de estar conectados. En la práctica, en el carácter conductor del terreno juega un papel fundamental el electrolito que satura los poros de las mismas.

Dentro de las propiedades físicas de las rocas, la resistividad eléctrica puede variar enormemente en comparación con otras propiedades geofísicas como la velocidad sísmica. Esto depende de en qué estado se encuentre, por eso, para un mismo material se puede obtener un rango muy amplio de resistividades.

La resistividad eléctrica es un parámetro que varía en función de las características del terreno. Algunos de los factores que más influencia tienen en las resistividades son:

- El grado de saturación en agua del terreno
- La salinidad y temperatura del fluido
- La porosidad y la forma de los poros
- El tipo de roca
- La presencia de materiales arcillosos
- El tamaño de grano

En la figura 5.7 se muestran los rasgos de variación de resistividad para los materiales geológicos más usuales. Como se puede observar, los materiales más conductores en la naturaleza son los metales, y los más resistivos los agregados cristalinos silíceos, entre otros. Cabe destacar que dentro de los materiales sedimentarios, las arcillas son las más conductivas.

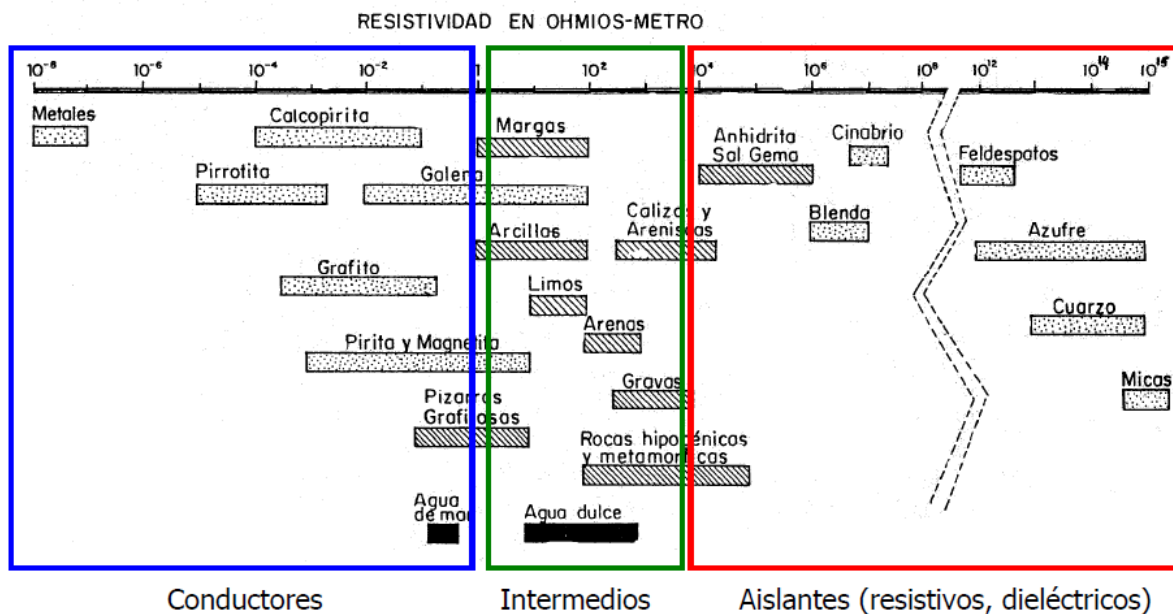


Figura 5.7. Rangos de resistividad de los materiales geológicos (Palacky, 1987)

5.4. MEDICIÓN DE LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DEL SUBSUELO: TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA

La tomografía eléctrica (Electrical Resistivity Tomography o ERT) es un método geofísico no invasivo en el que se obtienen imágenes 2D o 3D de la distribución de resistividades del subsuelo, para así, determinar la profundidad y espesor de los materiales geológicos (Telford et al., 1990, Reynolds, 1997; entre otros). Para obtener las resistividades, se inyecta una cantidad conocida de corriente al subsuelo y se mide la diferencia de potencial entre dos puntos. La tomografía eléctrica 2D, que es la que se utiliza en este proyecto, tiene como principal objetivo obtener un modelo del subsuelo con las variaciones verticales y horizontales de las resistividades a lo largo del perfil (figura 5.8). Esta técnica de exploración tiene un gran abanico de aplicaciones que van desde la hidrogeología, la geotecnia hasta el medio ambiente o arqueología.

Los estudios de resistividad clásicos, combinaban en cada medición dos pares de electrodos (de corriente y potencial), como hemos descrito anteriormente, cuya separación se aumentaba progresivamente para conseguir mayor profundización para obtener un sondeo eléctrico vertical, o se desplazaban lateralmente para obtener perfiles 2D con una profundidad constante. Hace décadas estas medidas se realizaban de forma manual, por lo que era un proceso de medida lento y costoso (Aracil Avila et. al, 2005). El desarrollo de la tomografía eléctrica resuelve este problema ya que realiza una adquisición rápida de datos combinando automáticamente un gran número de electrodos clavados previamente en el terreno con separación equidistante (Griffiths D.H. et al, 1990). Todos estos electrodos se conectan

simultáneamente a un equipo de medida, el cual se encarga de realizar automáticamente una secuencia predefinida de cientos de medidas con sus correspondientes combinaciones de cuatro electrodos. De esta manera se obtiene una distribución de resistividades aparentes del subsuelo (ver apartado 5.2.2.). Para obtener un modelo de resistividades reales es necesaria la utilización de técnicas de inversión. Esto se explicará más detalladamente en el capítulo de modelización de datos.

5.4.1. Configuración geométrica de los electrodos.

Teniendo en cuenta la distribución geométrica y separaciones entre los electrodos de medida, existen varias formas de realizar las medidas de la resistividad aparente del terreno. Dependiendo de los objetivos del estudio se escogerá la configuración más apropiada para que los resultados se ajusten a las necesidades finales de la investigación. Entre los factores que deben ser considerados para escoger uno u otro se encuentran: la profundidad de prospección, la sensibilidad a las variaciones verticales y horizontales de la resistividad, la cobertura horizontal y vertical y la intensidad de la señal (figura 5.9).

Configuración	Resolución de estructuras horizontales	Resolución de estructuras muy inclinadas	Sensibilidad a inhomogeneidades superficiales (SEV)	Sensibilidad a (Calicatas el.)	ruido por acoplamiento electromagnético
Wenner	A	C	B	C	E
Schlumberger	A	B	A	C	D
Gradiente	E	A	E	E	C
Polo-dipolo	B	E	C	A	B
Dipolo-dipolo	B	D	D	B	A

Figura 5.9. Clasificación de diferentes configuraciones de electrodos en función de su comportamiento ante algunas características del terreno y sensibilidades eléctricas, siendo A el más favorable, E el menos favorable y B, C y D valores intermedios (Sharma, 1997).

Los cuatro electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre la superficie del terreno (Orellana, 1982). Las configuraciones geométricas más comúnmente utilizadas en prospección eléctrica son Wenner, Schlumberger y dipolo-dipolo, que son las que se han utilizado en este trabajo. Además de estas existen otro tipo de geometrías como las polo-dipolo, polo-polo, gradiente, etc.

Las propiedades de un dispositivo dado pueden estudiarse analizando factores como por ejemplo, su función de sensibilidad en relación a una variación de las propiedades eléctricas del terreno (Barker, 1979). En la figura 5.10 (Roy y Apparao, 1971) se muestra un ejemplo de los valores de la sensibilidad en un semi-espacio homogéneo para tres diferentes dispositivos. Esta función permite conocer cómo influye en la medida de la diferencia de potencial las variaciones de resistividades del subsuelo. Se pueden observar dos aspectos importantes de la figura 5.10: por un lado se observa que en la zona cerca de los electrodos, la función de

sensibilidad es mayor, por lo que su influencia en la medida de potencial también será mayor; y por otro lado que la función de sensibilidad es diferente según el tipo de dispositivo.

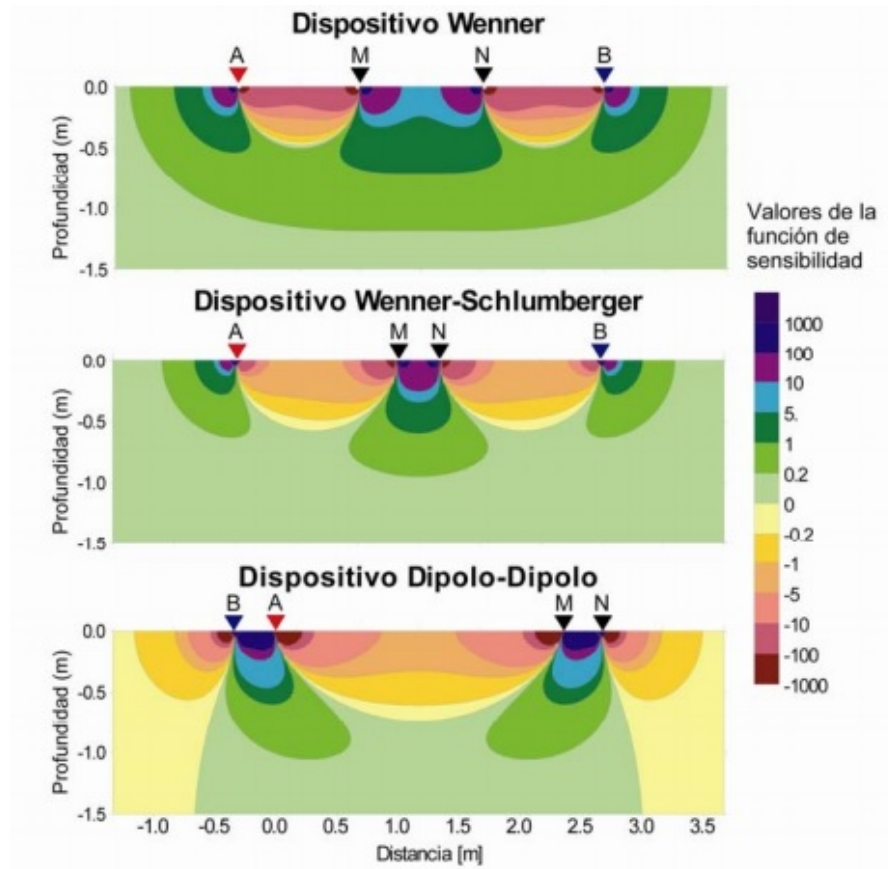


Figura 5.10. Función de sensibilidad para dispositivos Wenner, Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger sobre un semi-espacio homogéneo (Roy y Apparao, 1971).

A continuación se describen las configuraciones geométricas utilizadas en este proyecto:

Wenner.

En esta configuración simétrica, los electrodos de corriente (A y B) se sitúan en los extremos y los electrodos de potencial (M y N) en el centro. La condición que deben cumplir es que sean equidistantes, es decir, las distancias AM, MN y NB, denominada “a” deben ser siempre iguales (figura 5.11).

Es un dispositivo que se emplea principalmente para estudios superficiales, aunque también se puede emplear en estudios profundos, dependiendo de la distancia entre los electrodos. Está especialmente indicado para detectar estructuras horizontales (figura 5.9). La constante geométrica del dispositivo Wenner es la más pequeña de todos los dispositivos. Esto hace que

esta configuración posea la señal más fuerte y que tenga especial relevancia en estudios del terreno con mucho ruido de fondo (Martínez Pagán, 2006).

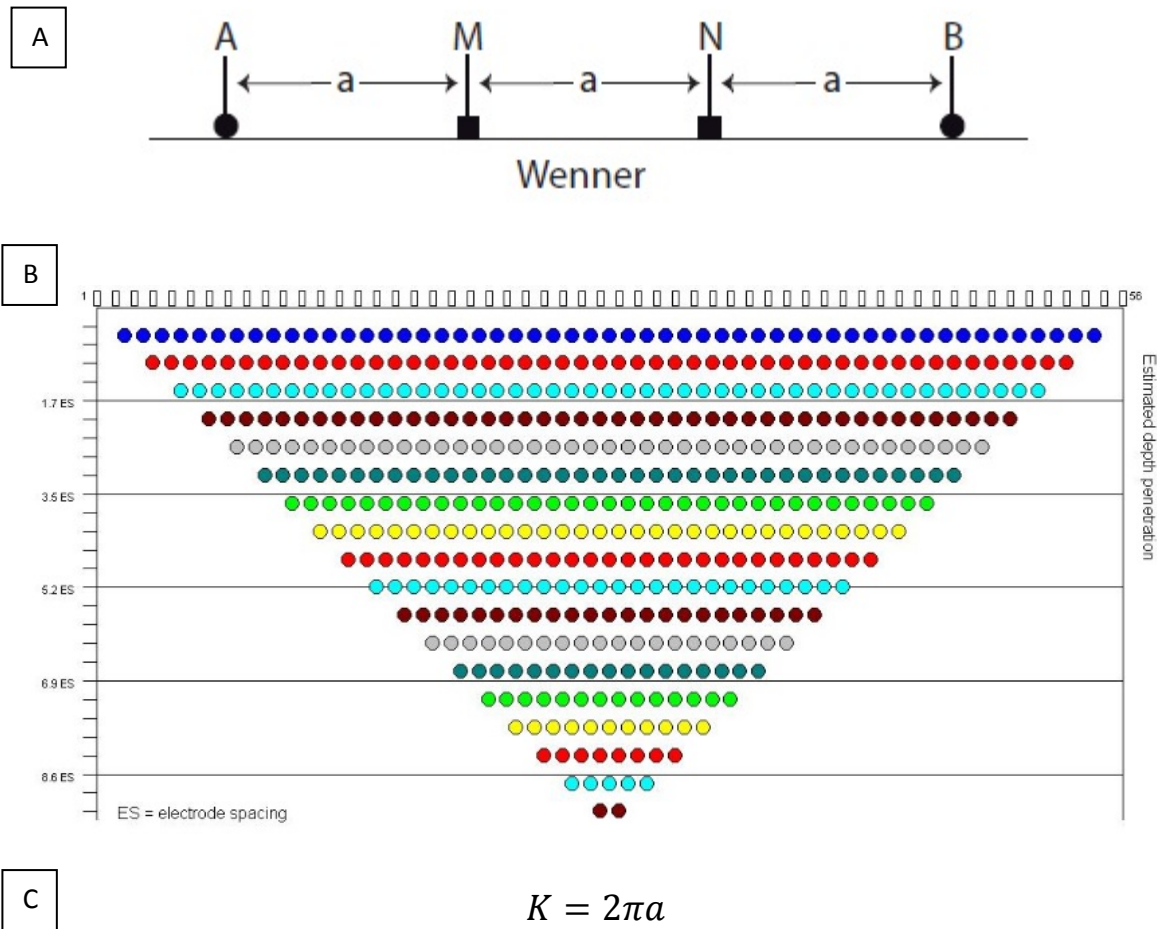


Figura 5.11.a) Configuración geométrica de los electrodos de medida en un dispositivo Wenner; b) Esquema de la distribución de los puntos de registro de resistividad; c) Ecuación de la constante geométrica.

Schlumberger

En esta configuración geométrica los electrodos de corriente (A y B) se sitúan en los extremos y los electrodos de potencial en la parte central (M y N). La condición que deben cumplir es que la distancia que separa a los dos electrodos de corriente (AB) tiene que ser aproximadamente 5 veces la distancia entre los electrodos de potencial, es decir, $AB \geq 5MN$ (figura 5.12). Es un buen dispositivo para identificar contactos horizontales en el subsuelo.

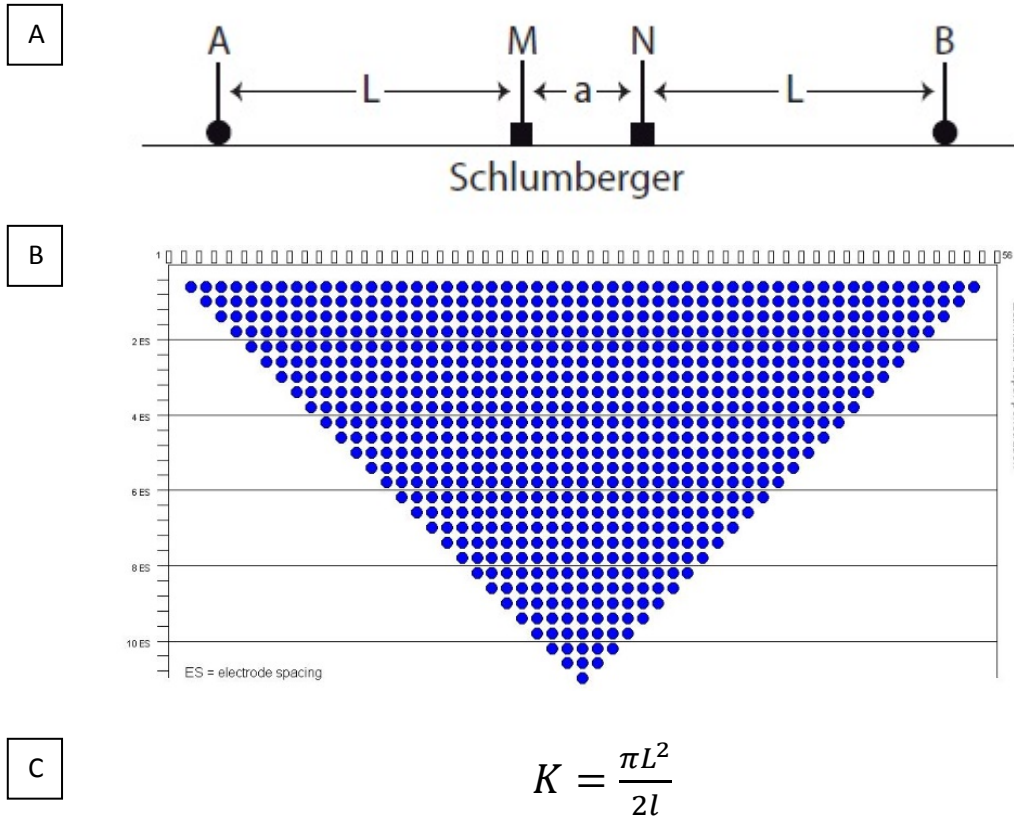


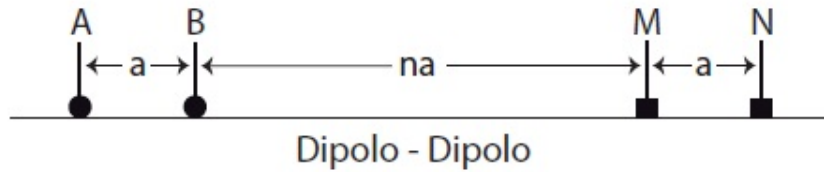
Figura 5.12. a) Configuración geométrica de los electrodos de medida en un dispositivo Schlumberger; b) Esquema de los puntos de registro de resistividad; c) Ecuación de la constante geométrica.

Dipolo-dipolo

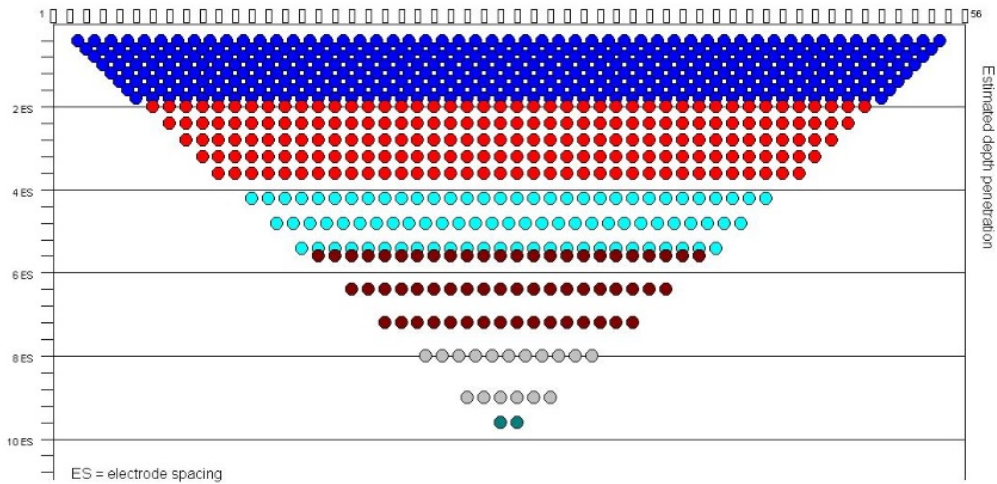
Esta configuración geométrica es muy utilizada para medidas de resistividades. Como se verá más adelante es la configuración que se ha utilizado fundamentalmente en la prospección del terreno este proyecto.

Se trata de un dispositivo en el que los electrodos de corriente (A y B) se sitúan en uno de los extremos y los electrodos de potencial (M y N) en el extremo opuesto (figura 5.13a). Un inconveniente de este dispositivo es que la intensidad de la señal es relativamente baja si se compara con la generada por el resto de configuraciones geométricas. Este dispositivo suele utilizarse para estudios superficiales ya que tiene buena resolución y cobertura de datos horizontal (Reynolds, 1997) (figura 5.13b).

A



B



C

$$K = \pi n (n + 1)(n + 2)a$$

Figura 5.13. a) Configuración geométrica de los electrodos de medida en un dispositivo dipolo-dipolo; b) Esquema de la distribución de los puntos de registro de resistividad; c) Ecuación de la constante geométrica.

5.4.2. Profundidad de adquisición

La capacidad de profundización de la tomografía eléctrica depende fundamentalmente de la configuración geométrica de los electrodos. En líneas generales, si la distancia de los electrodos aumenta, la profundidad de investigación será mayor (Gómez Ortiz, 2007). También se puede establecer una relación, en este caso inversa, entre la distancia de los electrodos de medida y la resolución. A mayor espaciado entre electrodos, la profundidad es mayor pero la resolución decrece.

Concretamente, para cada dispositivo, se puede estimar cuáles son las profundidades medias de investigación que alcanzan. Los parámetros que necesitamos saber y de los que va a depender la profundidad son: n (ver figuras de 5.11 a 5.13), a (espaciado entre electrodos) o l (longitud total del dispositivo). Para el dispositivo Wenner la profundidad se determina multiplicando la distancia a o L por el coeficiente que aparece en la Tabla 5.1. Para el

dispositivo Dipolo-dipolo se multiplica la distancia L por el coeficiente correspondiente (Martínez Pagan, 2006).

Tipo de dispositivo	n	Z_e/a	Z_e/l
Wenner	-	0.519	0.173
Dipolo-Dipolo	1	0.416	0.139
	2	0.697	0.174
	3	0.962	0.192
	4	1.220	0.203
	5	1.476	0.211
	6	1.730	0.216
	7	1.983	0.220
	8	2.236	0.224
Wenner-Schlumberger	1	0.520	0.173
	2	0.930	0.186
	3	1.320	0.189
	4	1.710	0.190
	5	2.090	0.190
	6	2.480	0.190

Tabla 5.1. Tabla de coeficientes para determinar la profundidad media de investigación (z_e) para dos de los principales dispositivos: Wenner y Dipolo-Dipolo. (Edwards, 1977)

Según la tabla 5.1 la profundidad media de investigación para los dispositivos es del orden de 0,2 veces la longitud total del perfil (Loke, 2000), aunque estas profundidades pueden verse reducidas por otros factores, como por ejemplo por la presencia de un nivel freático somero (Olona, 2014).

Cabe destacar, que para este estudio se utilizó la técnica multi-electrodo llamada *roll-along*, que fue desarrollada en la universidad de Lund (Dahlin, 1993), y que permite medir perfiles de mayor longitud a los estándar mediante la ampliación de las medidas de resistividad lateralmente. La técnica se basa en ir desplazando los segmentos del dispositivo desde la parte inicial del mismo hacia la final a medida que se van completando las medidas de los primeros electrodos (figura 5.14).

Si se emplea esta técnica, la profundidad de adquisición media viene dada por $(n-1)/n$ veces la profundidad máxima obtenida en la sección inicial. El valor n es el número de segmentos del perfil eléctrico (Bernard, 2003).

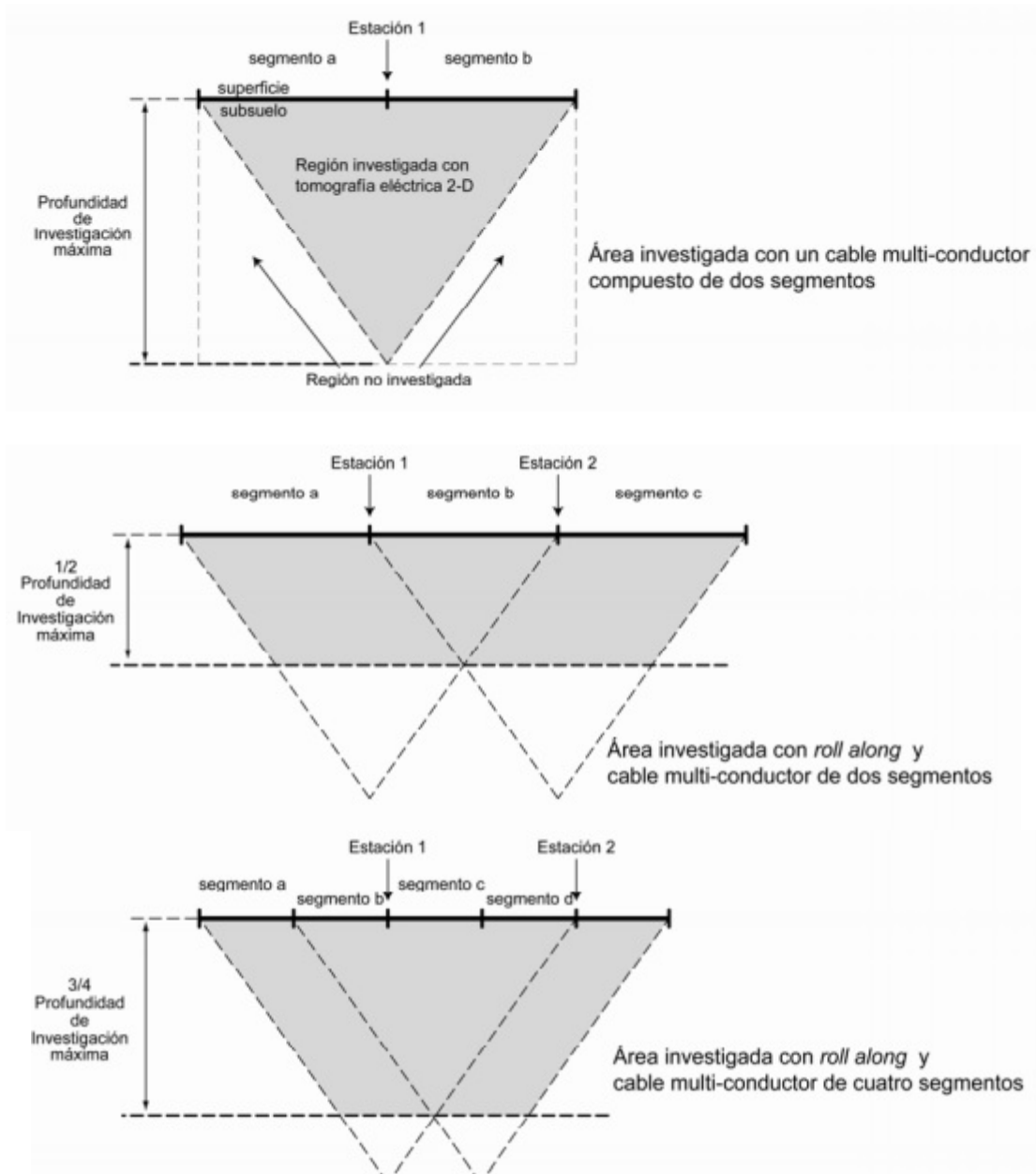


Figura 5.14. Ejemplos de profundidades máximas de investigación con un sistema multi-electrodo simple (figura superior) o mediante la técnica de roll-along (figuras inferiores). (Tomado de Martínez Pagan (2006), Modificado de Bernard, 2003).

5.4.3. Modelización de datos

Problema inverso

El problema inverso se sustenta en la construcción de un modelo hipotético capaz de dar respuesta a los valores de resistividad aparente medidos en campo. Es decir, a partir de los datos de resistividad aparente tomados en campo, se obtiene la distribución de las

resistividades reales del subsuelo. El problema inverso, mediante cálculos iterativos, ajusta el modelo de partida hasta conseguir un buen ajuste entre los datos de resistividad aparente calculados para el modelo del terreno y los datos registrados de campo. Al modelo que resulta de este proceso se le denomina perfil de resistividad real (figura 5.15).

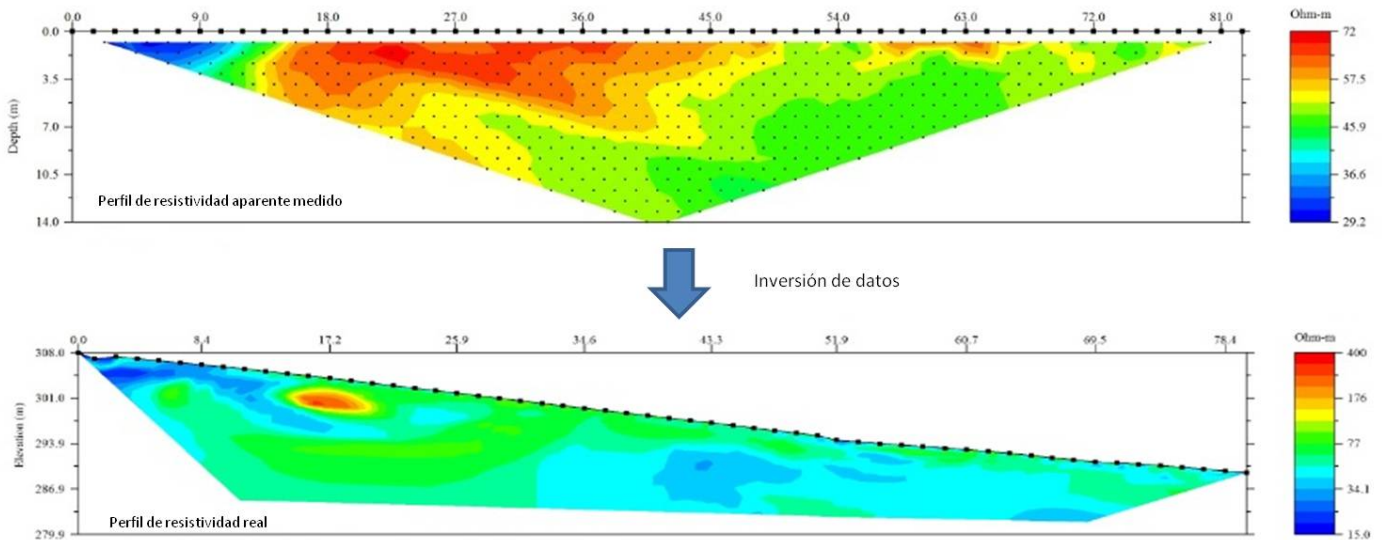


Figura 5.15. (a) Registro de resistividad aparente. (b) Modelo de resistividad real a partir del registro de resistividad aparente (problema inverso).

5.4.4. Ámbitos de aplicación

La tomografía eléctrica se utiliza actualmente en un amplio número de campos de estudio. Sirve para identificar todo tipo de discontinuidades o características en el subsuelo que presenten un contraste de resistividades. Los objetivos más comunes que se resuelven mediante tomografía eléctrica son los siguientes (Aracil Avila, 2005):

- Localización de fallas determinando su zona de influencia, buzamiento y extensión en profundidad.
- Detección y localización de discontinuidades y contactos litológicos.
- Detección y caracterización de huecos y cavidades como accidentes kársticos, canalizaciones, rellenos arcillosos, rellenos antrópicos, etc.
- Determinación de niveles freáticos, zonas de circulación preferente de aguas, etc.

5.5. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA EN DESLIZAMIENTOS

En las últimas dos décadas los métodos de prospección geofísica se han convertido en una herramienta muy importante para investigar la estructura interna de los deslizamientos de tierra (Jongmaus y Garambois, 2007).

En concreto, la tomografía eléctrica es un buen método para la caracterización de deslizamientos, obtener conocimiento de la geología, las condiciones hidrogeológicas sub-superficiales y la profundidad de la masa deslizante. Resulta muy útil la utilización de este tipo de prospecciones no invasivas que proveen información continua a lo largo del espacio (2D o 3D), si se compara con las prospecciones tradicionales de mayor coste como sondeos o calicatas.

La tomografía eléctrica presenta una serie de ventajas para este tipo de estudios:

- Es un método no invasivo. No altera la masa deslizante estudiada.
- Provee información continua a lo largo del espacio, ya sea en dos o tres dimensiones (2D o 3D).
- Es un método con buena resolución lateral, lo cual permite caracterizar la geometría de la estructura del deslizamiento y señalar los espesores de los diferentes materiales.
- Se trata de una técnica de rápida adquisición de datos y de bajo coste.

El uso frecuente de este método en el estudio de deslizamiento es debido principalmente a los factores que pueden afectar a la resistividad y las variaciones en los dominios de espacio-tiempo. La resistividad está principalmente influenciada por la mineralogía de las partículas, el contenido de agua del suelo, la naturaleza del electrolito y la porosidad (Archie, 1942).

Algunos de estos factores, especialmente el cambio en el contenido de agua y el consiguiente aumento de la presión de agua en los poros puede jugar un papel importante en los mecanismos de activación de un deslizamiento de tierra (Bishop, 1960).

5.5.1. Antecedentes del método de tomografía eléctrica en deslizamientos.

Son muchos los estudios que se han realizado en zonas deslizadas aplicando diversas técnicas de prospección geofísica y más en concreto la tomografía eléctrica. Por citar algunos ejemplos, Batayneh y Al-Diabat (2002) utilizaron la técnica de tomografía eléctrica 2D para investigar unos deslizamientos ocurridos tras unas fuertes lluvias en una zona de falla en el Mar Muerto (Jordania). En el 2005 Lapenna et al. también estudiaron unos deslizamientos desencadenados en los Apeninos, al sur de Italia, donde utilizan imágenes de resistividad

eléctrica de alta resolución para delinear la geometría de los mismos y localizar posibles superficies de reactivación. Bichler et al. (2004) aplicaron varias técnicas geofísicas, que incluían tomografía eléctrica, georradar y sísmica 3D a unos deslizamientos en Quesnel Forks, Canadá. Friedel et al. (2006) investigaron deslizamientos causados por fuertes lluvias pero aplicando la técnica 3D para modelos de resistividades. Göktürkler et al. (2008) aplican conjuntamente tomografía eléctrica y sísmica de refracción para el estudio de deslizamientos en Izmir (oeste de Turquía).

Este tipo de trabajos pone en evidencia que la aplicación de la técnica de tomografía eléctrica en estudios de este tipo proporciona datos fundamentales para la caracterización de deslizamientos de una manera rápida y efectiva.

6. TRABAJO DE CAMPO

6.1. ADQUISICIÓN DE DATOS DE TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DE RESISTIVIDAD

Las mediciones necesarias para el desarrollo de este trabajo fueron llevadas a cabo durante los meses de marzo, abril y mayo de 2015, después de un invierno bastante lluvioso por lo que el terreno sobre el que se realizó la investigación tenía gran contenido en agua, favoreciendo así la toma de datos de resistividad.

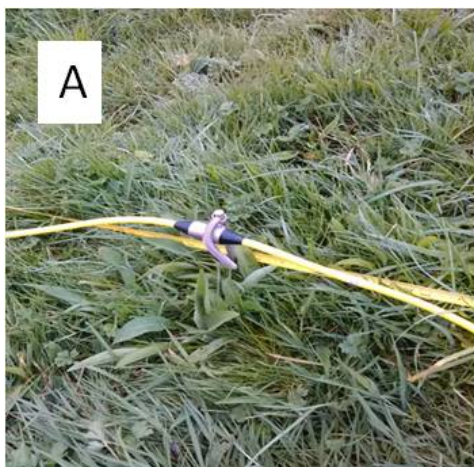
Primeramente se realizó un ensayo de calibración en la línea 2, utilizando tres dispositivos (Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo) y posteriormente se procedió al registro de cuatro líneas según los parámetros óptimos seleccionados a partir de estos resultados.

6.1.1. El equipo de registro

El equipo empleado en la adquisición de datos de tomografía eléctrica de resistividad consta de los siguientes elementos (figura 6.1):

- 56 electrodos de acero inoxidable
- 4 cables de adquisición con 14 conexiones cada uno espaciadas cada 3 m.
- Una unidad central de registro, Resistivímetro SuperSting R8/IP, con capacidad para realizar 8 medidas simultáneas en adquisiciones.
- Fuente de alimentación: 1 batería de 12V.
- Material auxiliar: ordenador portátil, etc.

Todos estos dispositivos (excepto las baterías y el material auxiliar) pertenecen a la marca AGI (Advanced Geosciences, Inc).



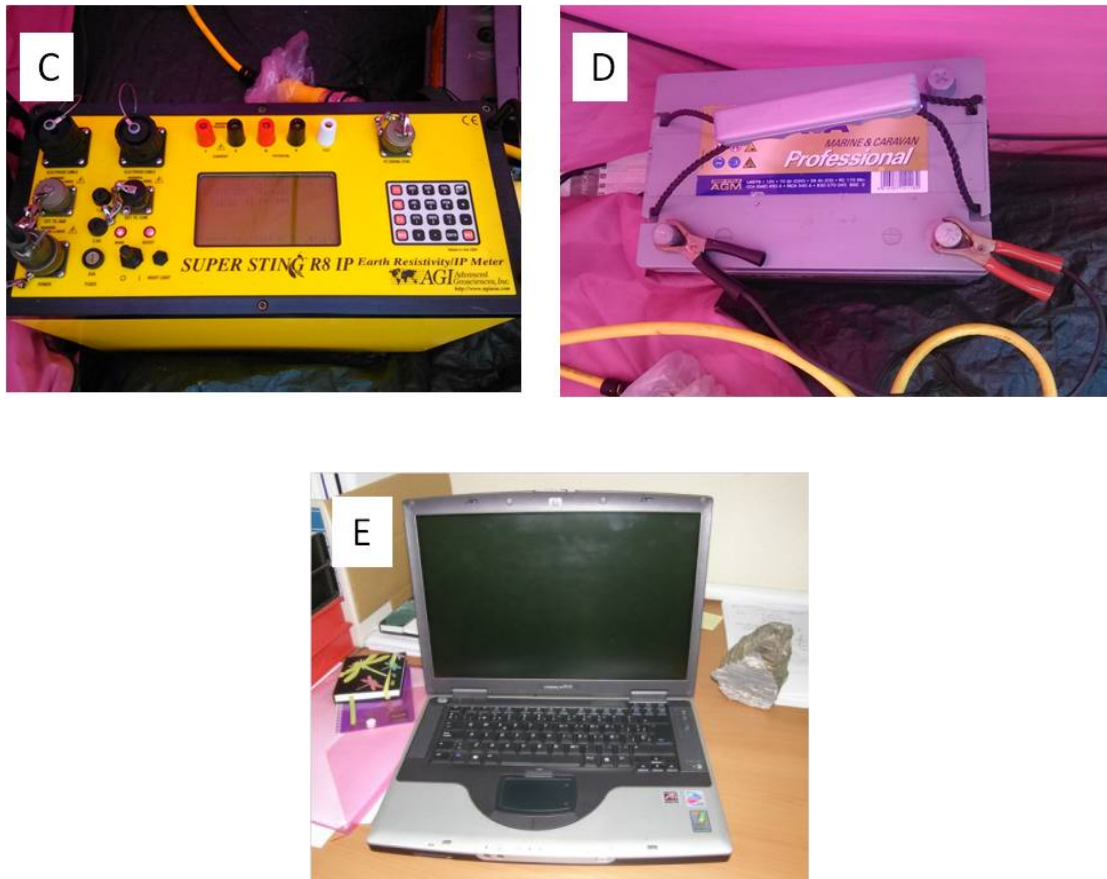


Figura 6.1. Equipos utilizados para la adquisición de resistividades: a) electrodo conectado a los cables SuperSting Swift (b); c) resistímetro SuperSting R8/IP, d) batería de 12V, e) ordenador portátil.

6.1.2. Metodología de la adquisición de datos

En el proceso de adquisición de datos se dispusieron 56 electrodos de medida a lo largo de una línea recta y se conectaron a una unidad central de medida o resistímetro mediante el cable multicanal compuesto por cuatro secciones de 14 electrodos. El resistímetro se coloca en el centro del dispositivo tal y como se observa en la figura 6.2.

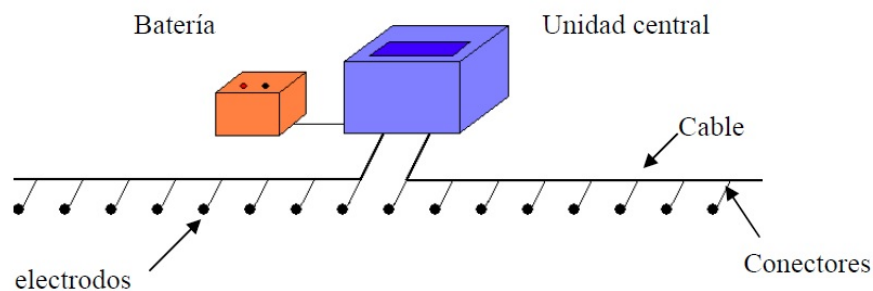


Figura 6.2. Esquema de la disposición de los aparatos en el campo.

El resistivímetro, que posee un disco duro, tiene programada la secuencia de medidas predefinida y creada bajo la forma de un fichero de texto, que define la secuencia de los electrodos de corriente y potencial activos para cada inyección de corriente.

Previamente a que el resistivímetro empiece la recopilación de datos sobre las resistividades del terreno, se realiza un test de resistencia de contacto entre los electrodos y el terreno. Si esta resistencia no es muy alta se procede con la adquisición de los datos. Se consideran óptimos para la correcta inyección de corriente al terreno y por lo tanto para el desarrollo del ensayo de tomografía eléctrica, los valores de resistencia inferiores a 2.000Ω . A lo largo de la adquisición, el resistivímetro selecciona automáticamente, y según la secuencia de comandos de medida predefinida, la posición de los pares de electrodos encargados de la inyección de corriente y de los pares encargados de medir la diferencia de potencial. En la figura 6.3 se muestra a modo de ejemplo parte de la secuencia de medida mediante un dispositivo Wenner para una línea de 56 electrodos y la profundidad de las distintas medidas.

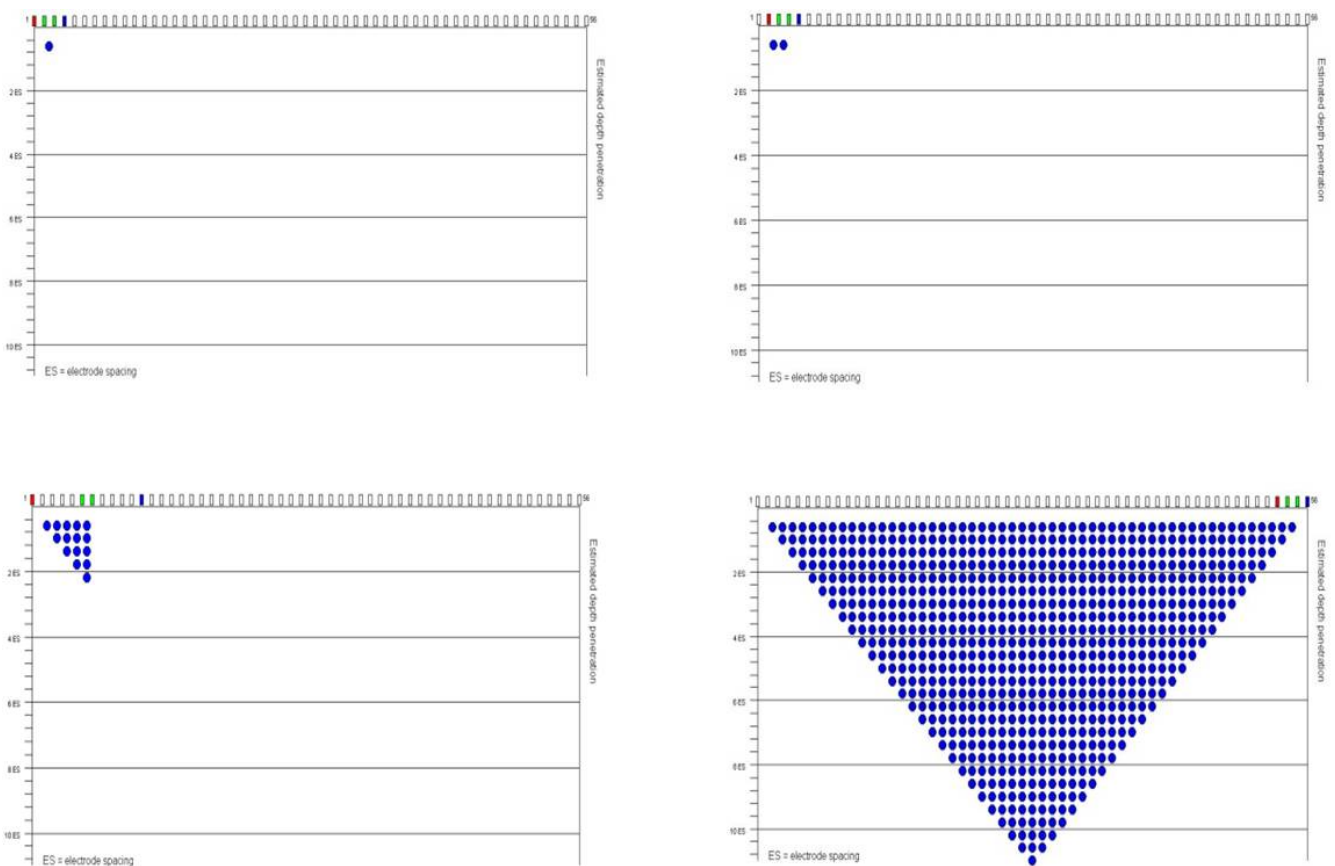


Figura 6.3. Esquema de la configuración geométrica Wenner. Los electrodos de color rojo y azul son los electrodos de corriente, y los de color verde los electrodos de potencial. Los puntos azules corresponden a las medidas de resistividad aparente obtenidas en el subsuelo.

6.1.3. Ensayos previos y registro de los perfiles

Para este tipo de estudio superficial, los electrodos se colocaron en línea recta y con un espaciamiento corto entre ellos, ya que no se necesita llegar a gran profundidad para la caracterización de este deslizamiento. Interesa tener continuidad a lo largo del movimiento y, para conseguir esto se utilizó la técnica de *roll-along*.

Antes de llevar a cabo el registro de los datos se realizó un ensayo con el fin de determinar el tipo de dispositivo que ofrecía los mejores resultados para la caracterización del coluvión y los deslizamientos a estudiar.

Ensayo previo en línea 2

Para el ensayo previo se dispuso una línea de 56 electrodos separados 1,5 m entre sí, alcanzando una longitud total de 82,5 m, con dirección NW-SE. Esta geometría de adquisición se desplegó a lo largo de la posición de la denominada como línea 2. En esta línea se realizaron tres adquisiciones diferentes con geometrías Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo con el fin de contrastar cuál de ellas proporcionaba mejores resultados (resolución lateral y vertical, penetración, etc) de acuerdo con los objetivos del estudio. El número total de puntos de medida para cada método puede verse en la tabla 6.1.

Perfiles de tomografía eléctrica de resistividad (líneas 1 a 4)

Los resultados del ensayo previo, que se mostrarán en el apartado de resultados, mostraron que el dispositivo óptimo tanto por resolución, como por penetración y compromiso entre resultados y tiempo de registro era el dipolo-dipolo. Se procedió por lo tanto al registro de 4 perfiles con las geometrías mostradas en la tabla 6.1. Las líneas 1, 2 y 3 se realizaron mediante la técnica de *roll-along* (figura 6.4) que consiste en colocar un segmento a continuación del primer conjunto de medidas (C1, C2, C3, C4) trasladando los primeros 14 electrodos y el primer cable al final, formando así una nueva combinación (C2, C3, C4, C1).

Las líneas 1, 2 y 3 con una orientación NW-SE, en la dirección del desplazamiento alcanzaron una penetración máxima entorno a 20 m de profundidad. En este caso los perfiles alcanzaron 165,5 m de longitud (líneas 1 y 3) y 145,5 m la línea 2. Por último se registro un perfil ortogonal a los anteriores (Línea 4) con una longitud de 55 m, geometría dipolo-dipolo y espaciado de 1 m entre electrodos, con el fin de correlacionar las interpretaciones de los tres perfiles anteriores (figura 6.5).

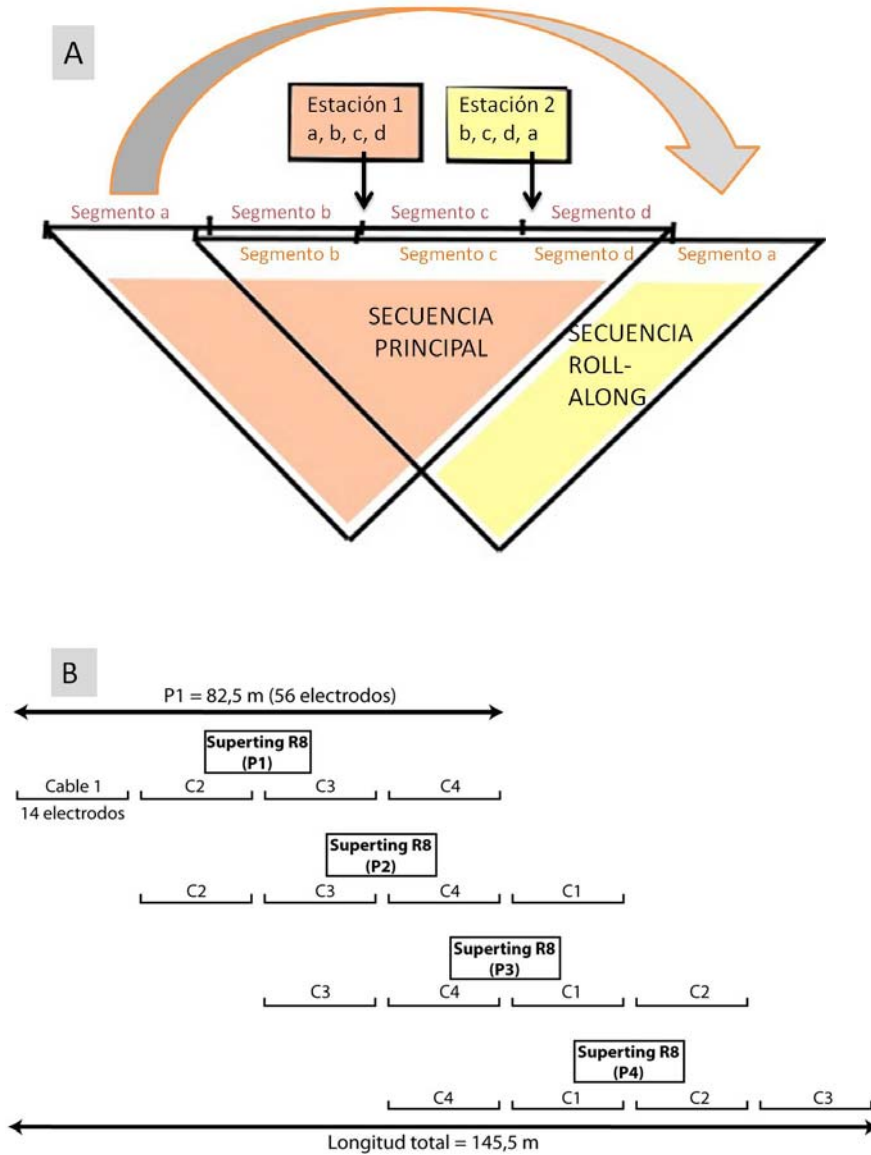


Figura 6.4.a) Proceso de roll-along; b) disposición de los dispositivos en el campo.

	ESPACIADO ENTRE ELECTRODOS (m)	LONGITUD TOTAL (m)	DISPOSITIVO GEOMÉTRICO	PUNTOS MEDIDA
ENSAYO LINEA 2	1,5	82,5	WENNER	455
			SCHLUMBERGER	495
			DIPOLO-DIPOLO	762
LINEA 1	1,5	166,5	DIPOLO-DIPOLO	1902
LINEA 2	1,5	145,5	DIPOLO-DIPOLO	1606
LINEA 3	1,5	166,5	DIPOLO-DIPOLO	1902
LINEA 4	1	55	DIPOLO-DIPOLO	762

Tabla 6.1. Tabla resumen con los datos más importantes de cada línea. El ciclo de medidas para cada línea fue de dos.



Figura 6.5. Mapa de situación de las líneas de resistividad eléctrica registradas.

6.2.LEVANTAMIENTO TOPOGRÁFICO MEDIANTE GPS DIFERENCIAL

El levantamiento topográfico de las líneas de estudio se realizó mediante la técnica denominada GPS diferencial. Esta técnica es necesaria para obtener referencias geográficas de los puntos de interés para el trabajo así como un perfil topográfico para realizar las oportunas correcciones en el proceso de inversión de los perfiles de resistividad. Para ello se utiliza un receptor GPS móvil, con el que se realizó la medida sobre los puntos de interés y otro receptor, el cual se instaló en una base fija. La información aportada por este último receptor permitió procesar posteriormente los datos topografiados y corregir sus errores obteniendo una precisión en su posicionamiento centimétrica.

Se tomaron medidas de todas las líneas de eléctrica, del perímetro de la finca donde se realizaron las prospecciones, y de puntos de referencia como registros de saneamiento y pilares de la torre de alta tensión. Del mismo modo, también se tomaron medidas de las grietas más importantes que se observaron en el terreno.

El equipo empleado (figura 6.6) en el levantamiento topográfico constó de:

- Dos receptores con antena integrada *Trimble Series 4600* modelo *4600LS Surveyor*
- Un colector de datos de campo *Trimble TDC1*
- Un jalón para el receptor móvil
- Un trípode para la base
- Dos baterías externas
- Un cable de transmisión de datos

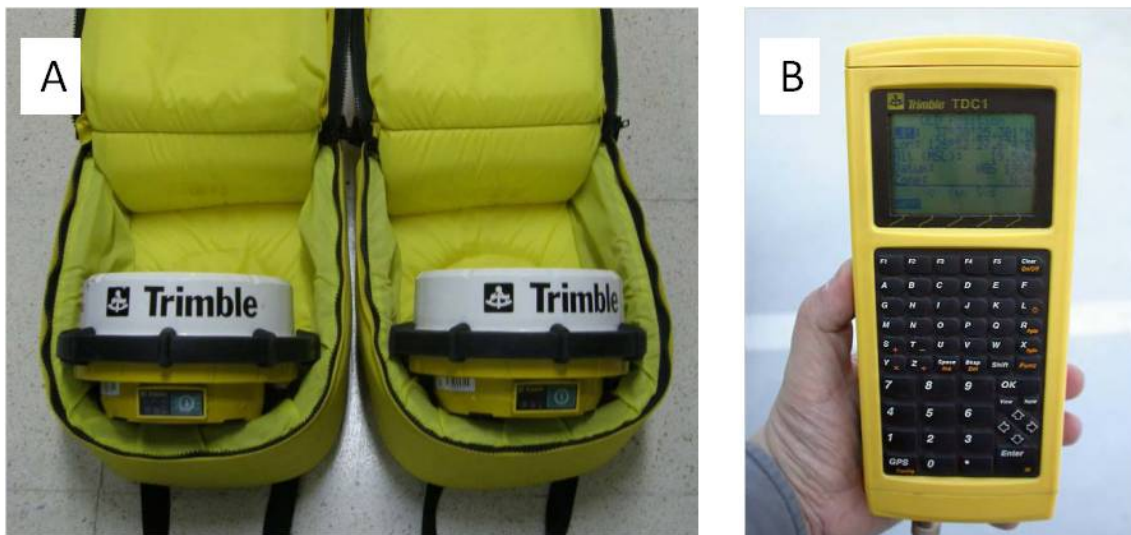


Figura 6.6.a) Dos receptores GPS; b) Colector de datos.

El método empleado para las medidas se denomina “Stop & Go” y sigue el procedimiento siguiente:

- 1) Se coloca una de las antenas, que se utiliza como base, en el trípode y sobre un punto fijo que en este caso se ha utilizado un registro de saneamiento. Se mide con una cinta métrica la altura del receptor respecto al suelo y se conecta el colector de datos en la antena para configurarlo.
- 2) Se coloca la otra antena sobre un jalón para realizar las medidas de los puntos deseados (figura 6.7). Previamente a comenzar con el registro se realizó una inicialización del aparato en un punto conocido. Se conectó también el colector de datos en esta antena para configurarlo.
- 3) Se procede a la toma de medidas de los puntos de interés para el estudio. Para ellos se posicionó el jalón con la antena sobre el punto deseado y se esperó 16 segundos hasta la finalización de la medida.
- 4) Una vez medidos todos los puntos se guardaron y se finalizó el trabajo con el colector de datos, primero en el receptor móvil y después en el receptor fijo.
- 5) Por último se descargaron los datos al ordenador para ser procesados con el programa *Trimble Geomatics Office*.



Figura 6.7. Receptor móvil con el colector de datos

Los datos GPS se trataron con el programa *Trimble Geomatics Office* de la empresa *Trimble* y posteriormente con el programa *ArcGis* de la empresa *ESRI (Environmental Systems Research Institute)* para su proyección espacial.

7. EVALUACIÓN DE LA SEÑAL ELÉCTRICA E INVERSIÓN DE LOS DATOS – MODELIZACIÓN

Tras realizar todas las medidas en el campo, se procedió a evaluar su calidad y a la creación del modelo de resistividad del terreno mediante su tratamiento en un programa informático. Para tratar los datos de campo se ha utilizado el software *EarthImager 2D* de la empresa AGI (*Advanced Geosciences, Inc.*).

En este capítulo se hace referencia a las características de los datos de resistividad eléctrica así como a los aspectos más importantes en materia de inversión, ya que el resultado de dicho proceso depende de varios parámetros a los que se hará referencia.

7.1. CALIDAD DE LA SEÑAL ELÉCTRICA

La calidad de la señal eléctrica de todos los registros se evaluó mediante dos parámetros de registro. El primero se refiere al test de resistencia de contacto entre los electrodos y el terreno realizado durante la medición de resistividades. Los valores durante el registro de todas las líneas se situó por debajo de los 1.025Ω (figura 7.1). Esto se debe a que el terreno estaba embebido en agua todos los días que se tomaron medidas en campo, este factor favoreció el correcto desarrollo de las medidas de resistividad.

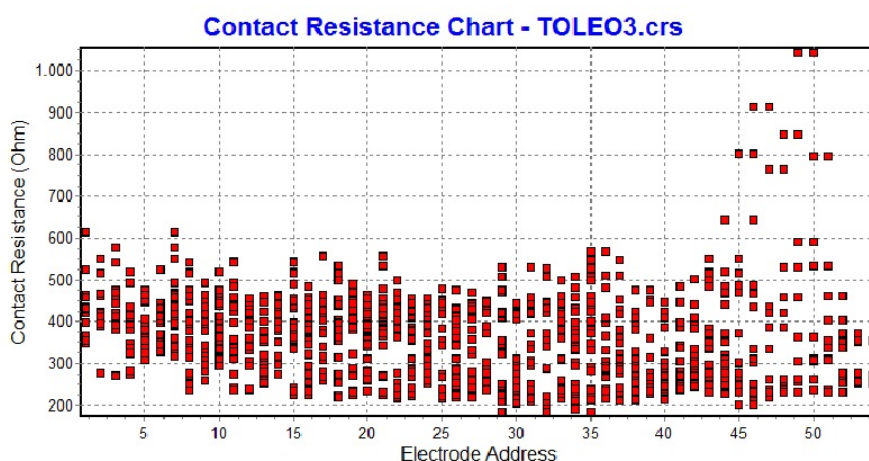


Figura 7.1. Ejemplo de la resistencia de contacto determinada durante el registro de datos. Cada electrodo posee le varios valores de resistencia dependiendo del número de medidas en el que haya estado implicado.

Por otra parte, se realizaron dos ciclos de registro por cada punto de medida de resistividad. Este hecho permitió evaluar la fiabilidad mediante la comparativa de los dos valores de resistividad, siendo los más fiables aquellos con menores diferencias. La variación entre los dos ciclos de registro comparando las cuatro líneas de estudio fue inferior al 2,9% (ver ejemplo de la (figura 7.2). Este porcentaje sugiere una notable calidad de los datos de campo, dado que los registros de resistividad se consideran aceptables si las diferencias entre ciclos de medida es inferior al 3%.

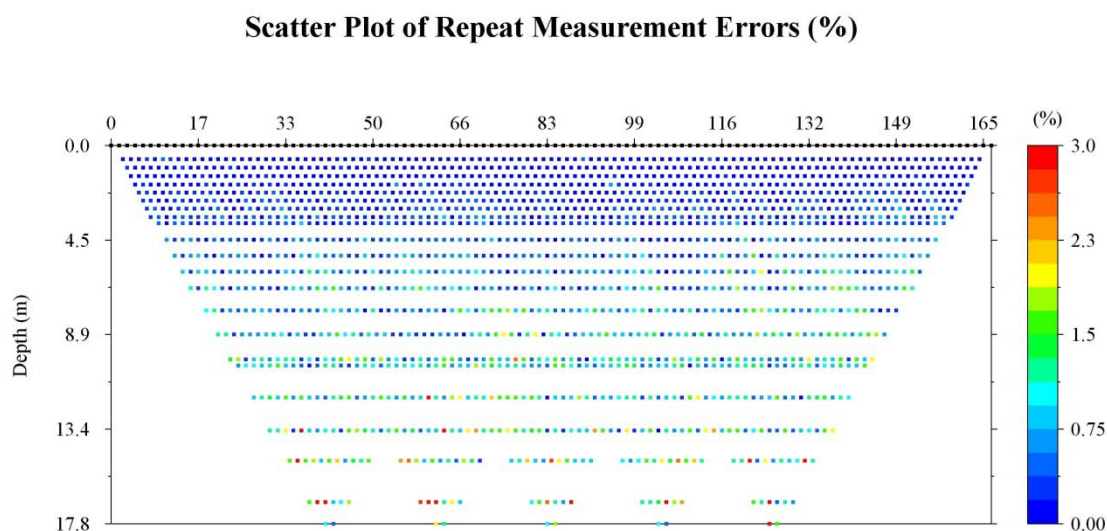


Figura 7.2. Diferencia de resistividad aparente entre ciclos de medida expresado en porcentaje.

7.2. INVERSIÓN DE DATOS – MODELIZACIÓN

7.2.1. Fundamentos de la inversión

El objetivo de este proceso es la obtención de una sección de resistividades reales del terreno deducida a partir de la pseudosección de resistividades aparentes medidas en el campo. A este proceso se le denomina modelización inversa.

La modelización inversa tiene como objetivo obtener un modelo del terreno mediante el ajuste de una pseudosección de resistividad aparente teórica a la pseudosección registrada en campo. En el problema inverso se modifica el modelo inicial hasta conseguir, mediante varias iteraciones, que la diferencia entre los datos calculados del modelo y los medidos en el terreno, sea mínima (figura 7.3). El resultado de esta modelización es un perfil de resistividad real del terreno (Martinez Pagan, 2006).

El problema de inversión está basado en el método de mínimos cuadrados y sigue la siguiente ecuación:

$$(J^T J + uF)d = J^T g \quad (7.1)$$

donde:

$$F = f_x f_x^T + f_z f_z^T \quad (7.2)$$

siendo, f_x y f_z son filtros de suavizado, J la matriz jacobiana de derivadas parciales, u es el “damping factor”, d es el vector sobre la perturbación del modelo y g el vector de discrepancia.

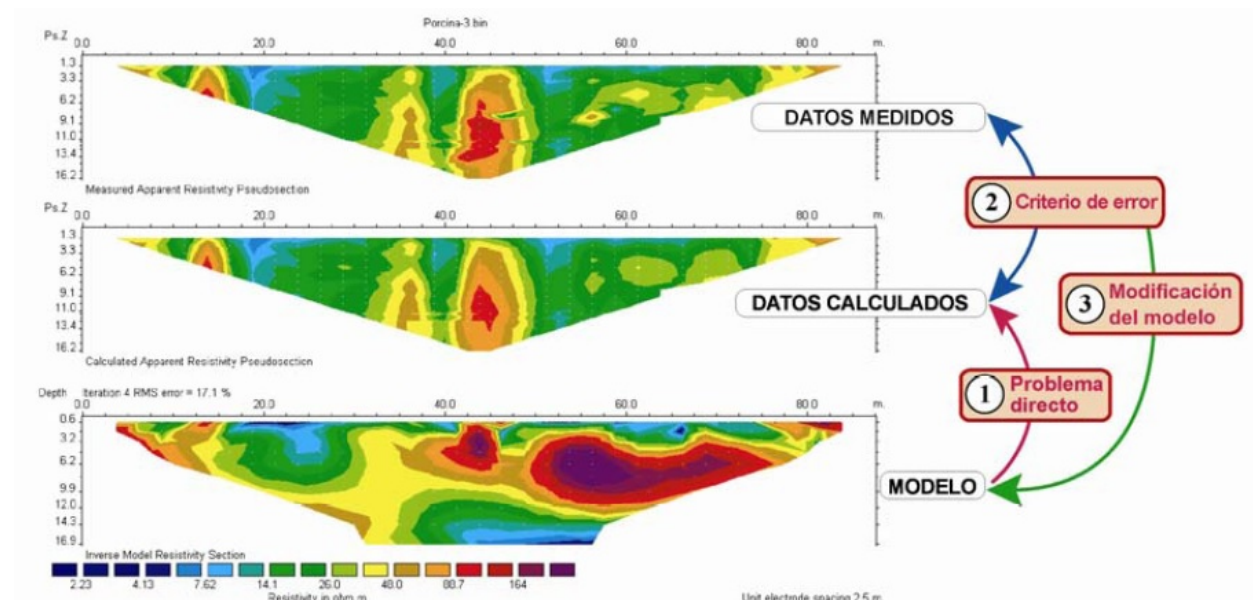


Figura 7.3. Etapas en el proceso de inversión (Martínez Pagan, 2006)

7.2.2. Procesado e inversión de los datos

A continuación se describen las etapas seguidas con el programa *EarthImager2D* para la consecución del perfil de resistividad real del terreno mediante la inversión de los datos de resistividad medidos en el campo:

- Volcado y evaluación de los datos de campo. Una vez registrados los datos de resistividad se cargaron en el programa EarthImager2D y se comprobó la calidad de la señal registrada, prescindiendo para la siguiente etapa de inversión de todos aquellos datos que no se ajusten a unos criterios predefinidos para la señal eléctrica. Dichos criterios fueron los siguientes:
 - La diferencia de potencial registrada debe ser mayor a 0,2mV.
 - La relación entre el potencial registrado e la intensidad de corriente (V/I) debe ser mayor o igual a $5 \times 10^{-4} \Omega$.
 - La diferencia de resistividad entre los dos ciclos de medida realizados en cada punto de registro debe ser inferior al 3%.
 - La resistividad mínima y máxima aparente a de estar entre 1 y 100.000 Ωm

- Definición de los parámetros iniciales para el proceso de inversión. En general, los cambios que se pueden realizar en estos ajustes pueden afectar a la distribución general de resistividades. Éstos pueden afectar a la forma y posición de las anomalías y a los valores máximos y mínimos de resistividad (Mazaira, 2012). Los parámetros de procesado se definen a continuación y los utilizados en cada modelo se detallan en las tablas del anexo I.
 - a) Método de inversión. Las técnicas de inversión más usadas hoy en día se pueden clasificar en dos grupos: Robust inversion y Smooth model inversion. Para este caso se ha utilizado únicamente el Smooth inversion. Este método es más útil en situaciones donde tengamos variaciones graduales de resistividad del subsuelo.
 - b) Modelo inicial. Hay dos tipos de modelos para las modelizaciones 2D: una pseudosección con un valor de resistividad aparente medio medido en campo (*average apparent resistivity*) y una pseudosección de resistividad aparente medida en campo (*pseudosection*). En este caso se utilizó el primer modelo inicial, es decir, el modelo *average apparent resistivity*. La elección de un modelo u otro si influye en gran medida en el resultado final del modelo. Se eligió este modelo ya que la resolución es mejor que para el modelo de pseudosección.
 - c) Factores de suavizado y amortiguación. Estos factores aparecen en la ecuación de los mínimos cuadrados en las que se basa el problema inverso (ecuación 7.1). Estos valores se prefijaron en 10 en el software. Este valor es un valor bajo de suavizado ya que en este estudio hay pocos errores de medida. Si hubiese un número mayor de errores entonces pondríamos un

valor más alto de suavizado (por ejemplo 100) que ofrece menos influencia a los datos.

- d) Topografía. Es un factor fundamental a tener en cuenta en la creación de secciones de resistividad, ya que tiene una influencia directa en el resultado de la inversión de datos. Este factor especialmente en zonas como en la que se ha trabajado, donde la superficie del terreno presenta una alta pendiente. Los datos topográficos de las líneas de estudio se obtuvieron a partir del levantamiento topográfico realizado con el sistema de GPS diferencial descrito previamente, y se introdujeron en el software previamente al inicio de inversión mediante un fichero de texto (figura 7.4). El método utilizado para la modelización de los datos de topografía es el de los elementos finitos.

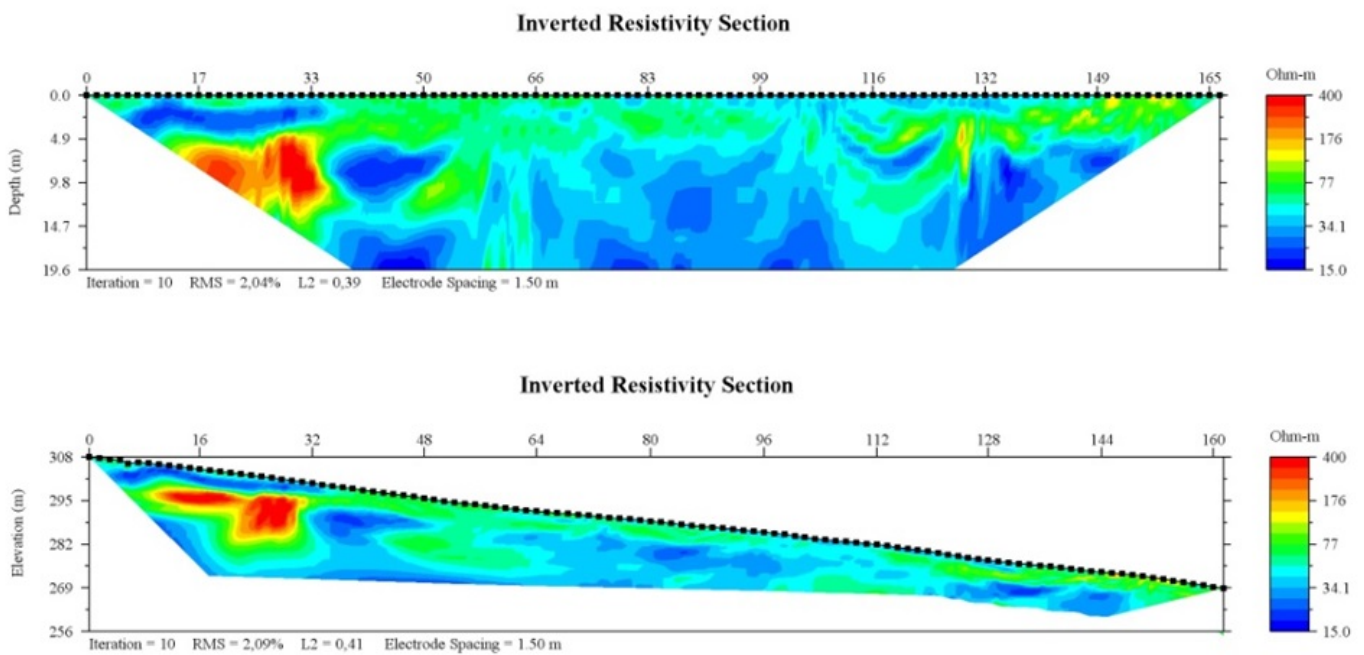


Figura 7.4. Ejemplo de perfiles de resistividad, correspondientes a los mismos datos, modelizados sin topografía (superior) y con topografía (inferior). Se observa la importancia que tiene la inclusión de dicho parámetro sobre el resultado final.

- e) Criterios de parada. Existen cuatro parámetros que afectan a la detención del proceso iterativo: el número de iteraciones, el máximo error RMS, el porcentaje de disminución del error cuadrático medio o RMS y el error L2 Norm. Antes de comenzar con los cálculos, se definieron estos parámetros y se les asignó un valor mínimo. Si durante el proceso iterativo se supera

alguno de estos valores, el software se detendrá automáticamente. Para este estudio los valores han sido los siguientes:

- ~ Número de iteraciones: 10
- ~ Máximo error RMS: 3%

Para ajustar el número de iteraciones a realizar por el programa se debe modificar el parámetro *number of iterations* (número de iteraciones). Por cada iteración el modelo final varía para que la pseudosección de resistividades aparentes calculadas se asemeje lo máximo posible a la de resistividades aparentes medidas en campo. También se observa que por cada iteración el error RMS disminuye. Si se llega a un punto en el que el error RMS deja de disminuir, entonces es conveniente que el programa no realice más iteraciones porque podría crear modelos erróneos.

En la figura 7.5 que representa la curva de convergencia, se observa cómo se reduce el error RMS según avanza el número de iteraciones. También se observa como llegado a un punto éste apenas disminuye. En este trabajo el proceso se detuvo tras 10 iteraciones.

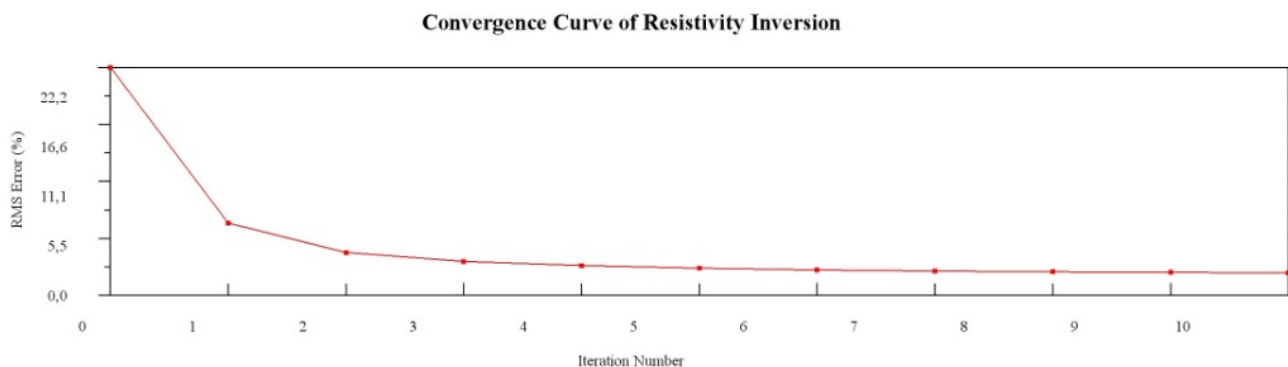


Figura 7.5. Gráfica de la curva de convergencia de inversión.

El error cuadrático medio (RMS) que representa la diferencia entre las resistividades aparentes medidas y calculadas (figura 7.6) se define como:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^{Pred} - d_i^{Med}}{d_i^{Med}} \right)^2}{N}} * 100\%$$

donde N es el número de medidas, d^{Pred} son los datos predichos o calculados y d^{Med} los datos medidos en campo.

Sirve como criterio de parada en el proceso de inversión. Un valor entre el 1% y el 5% es un error aceptable. En este estudio no se superó en ningún caso el 3%, lo cual sugiere un buen ajuste y resultado para los ensayos de tomografía eléctrica. Unos errores muy altos pueden ser consecuencia de un mal funcionamiento del dispositivo, de datos de ruido, de errores en los parámetros de modelización, etc. En el anexo II se muestran todos los modelos de resistividad eléctrica para cada línea.

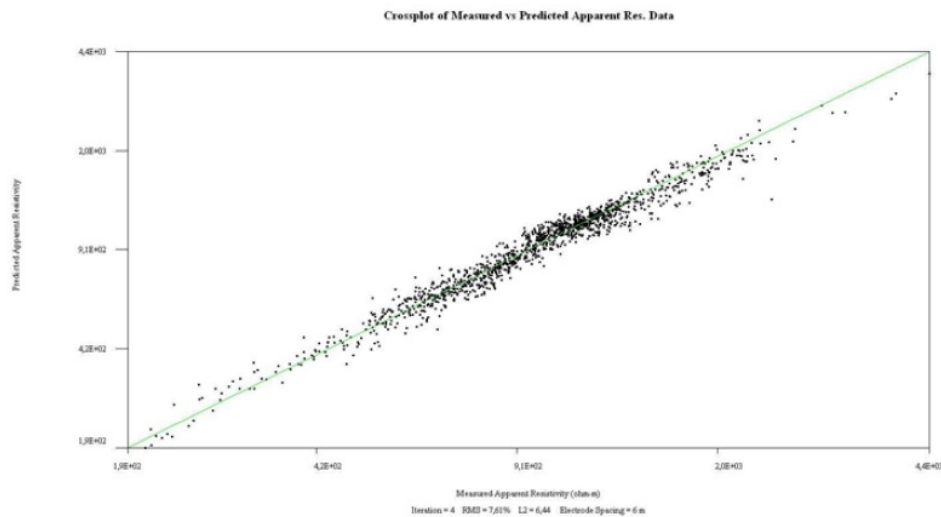


Figura 7.6. Grafica de las resistividades aparentes medidas en campo (abscisas) frente a las calculadas (ordenadas) para cada punto. Los datos son tanto mejores cuanto mayor es su ajuste a la recta de correlación.

- Inversión y obtención del modelo de resistividad del terreno. Una vez cargados los datos y fijados los parámetros de inversión se da comienzo a la misma. La inversión consiste en un proceso iterativo. El algoritmo de inversión parte de un modelo inicial que modifica en varias iteraciones hasta encontrar una solución factible a los datos observados en campo. Dicha solución es el modelo con menor error cuadrático medio.
- Revisión y corrección de datos erróneos. En el caso de que los errores entre datos observados y calculados sean muy altos, es conveniente eliminar aquellos puntos de medida con mayor desajuste porque pueden afectar negativamente al modelo final. Para eliminar estos datos el programa dispone de dos herramientas: una estadística, consistente en un histograma en el que se representan los desajustes entre datos (figura 7.7), y otro gráfico con la distribución de los puntos de medida con sus consecuentes desajustes entre datos observados y calculados (figura 7.8).

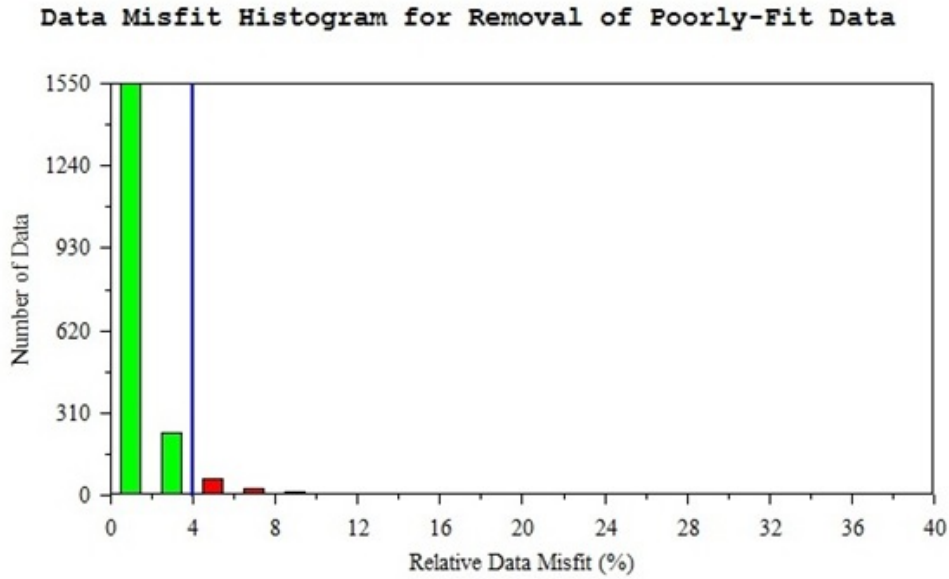


Figura 7.7. Histograma en el que se representan el número de mediciones de una línea de estudio y el desajuste entre los datos observados y calculados. En rojo se representan los datos con errores más altos que se eliminarán (aquellos situados a la derecha de la línea azul).

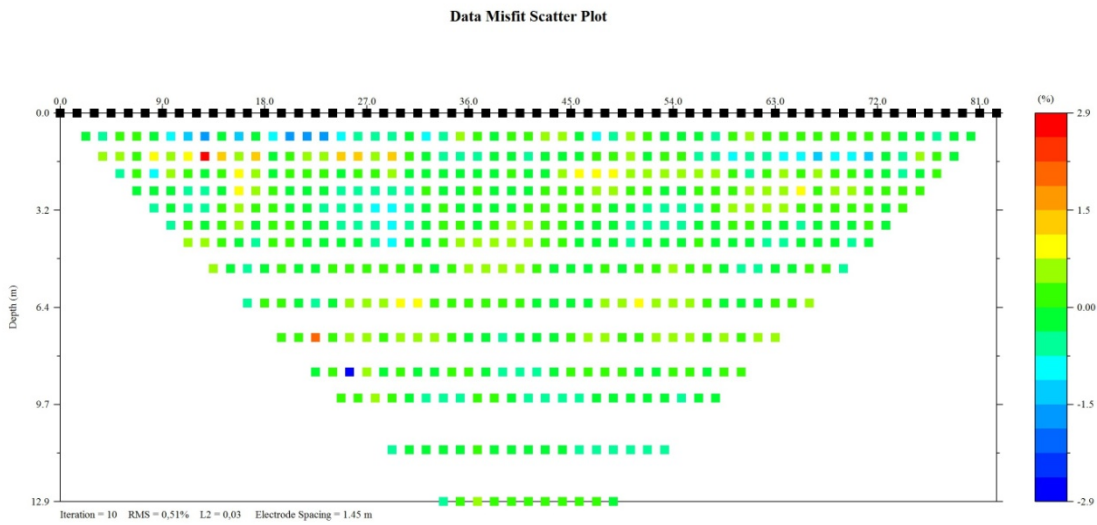


Figura 7.8. Gráfico con la distribución de los puntos de medida de un perfil, en el que mediante diferentes tonalidades se representa la diferencia en porcentaje entre las resistividades calculadas y observadas en campo. En este caso se pueden eliminar los datos manualmente pinchando sobre los puntos con mayor error de los que se quiera prescindir para el siguiente proceso de inversión.

8. DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN

8.1. DESCRIPCIÓN GEOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA

El deslizamiento está ubicado sobre las pizarras y areniscas de la *Fm. Carbonífero Superior del Naranco* (Gutiérrez y Torres, 1994). Esta unidad constituye el sustrato rocoso y sobre él se origina una zona de alteración y un potente nivel de coluvión. Como se ha explicado en el capítulo 4.5 se trata de un movimiento de tipo complejo con características de deslizamiento rotacional y de movimiento en flujo.

La ladera tiene 13° de pendiente hacia el ESE, con una dirección $N115^\circ E$. La masa deslizada en la zona de estudio tiene una longitud de 120 m aproximadamente y una anchura de 60 m pero se prolonga ladera abajo cruzando la carretera. No se pudo estudiar el final del deslizamiento debido a que se encuentra en una zona de difícil acceso completamente cubierta por una densa vegetación.

Ante la peligrosidad del deslizamiento, el ayuntamiento encargó la realización de un estudio (CONGEO, 2013) que incluía la ejecución en la zona de estudio de tres sondeos (figura 8.1), dos en la zona del vial afectado (S1 y S2) y uno ladera arriba (S3). La profundidad máxima a la que llegaron los sondeos fue 10.50 m en el sondeo S2 (tabla 8.1).

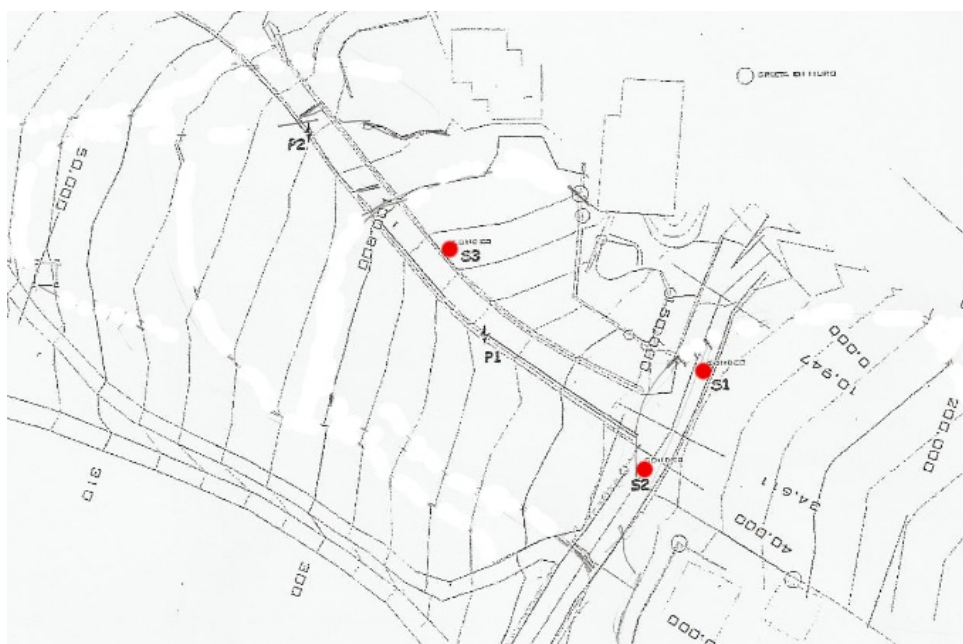


Figura 8.1. Situación de los sondeos realizados por el ayuntamiento (CONGEO, 2013).

	SONDEO 1 (S1)	SONDEO 2 (S2)	SONDEO 3 (S3)
Relleno antrópico	0.30-1.40 m	0.10-1.10 m	0.30-2.50 m
Coluvión	1.40-6.60 m	1.10-6.40 m	2.50-4 m
Sustrato alterado	-	-	4-5.80 m
Sustrato rocoso	6.60-9.50 m	6.40-10.50 m	5.80-10 m

Tabla 8.1. Testificación de los sondeos.

En el informe se describen los diferentes niveles atravesados:

- Rellenos antrópicos: restos de materiales de excavación con una distribución irregular que pueden llegar hasta los 3 m.
- Coluvión cuaternario: con una potencia irregular que aumenta hacia la parte baja del deslizamiento llegando a los 7 m. Material arenoso-limoso, con arcillas y algunos clastos de pizarra angulosos y alterados. Nivel muy blando en presencia de agua.
- Nivel de alteración: aparece solo en el sondeo que se realizó ladera arriba (S3). Son pizarras ocre, con alteración meteórica intensa y arcillas eluviales.
- Sustrato rocoso: pizarras grises muy fracturadas. En los primeros metros presenta alteración meteórica de moderada a alta.

El sustrato rocoso (figura 8.2) aflora a lo largo del camino y se compone de una alternancia de pizarras y areniscas en estratos de potencia máxima de 20 cm de edad Carbonífera superior. Las capas tienen una dirección N-S y un buzamiento de 28° hacia el Oeste. El coluvión, aparte de estar formado por los materiales antes descritos en los sondeos, también se compone de materiales derivados del sustrato rocoso (pizarras y areniscas del Carbonífero) y de clastos de arenisca de la formación devónica Areniscas del Naranco que se encuentran ladera arriba.

El movimiento en este deslizamiento es lento pero se presenta activo, formándose nuevas grietas sobre todo tras épocas de fuertes precipitaciones como la del año 2013. Según los propietarios de la parcela, las grandes grietas que se observan hoy en día en el campo se formaron después de este episodio intenso de lluvias. De acuerdo con el informe a petición del Ayuntamiento, este deslizamiento es activo desde hace 50 años y el volumen se estima en 60.000-80.000 m³.

En la parte superior de la finca estudiada no existen evidencias de deslizamiento y la cabecera del deslizamiento se sitúa unos 45 metros más abajo donde se encuentran las primeras grietas de tensión que evidencian la deformación. La cabecera tiene forma cóncava en la dirección de

la pendiente y está formada por varias grietas complejas que se relevan lateralmente y hacia abajo configurando una estructura compleja. En algunas zonas, por encima de la grieta principal, que presenta un desplazamiento vertical de hasta 50 cm, se observan fracturas menores con desplazamientos mínimos.



Figura 8.2. Afloramiento de pizarras y areniscas del Carbonífero

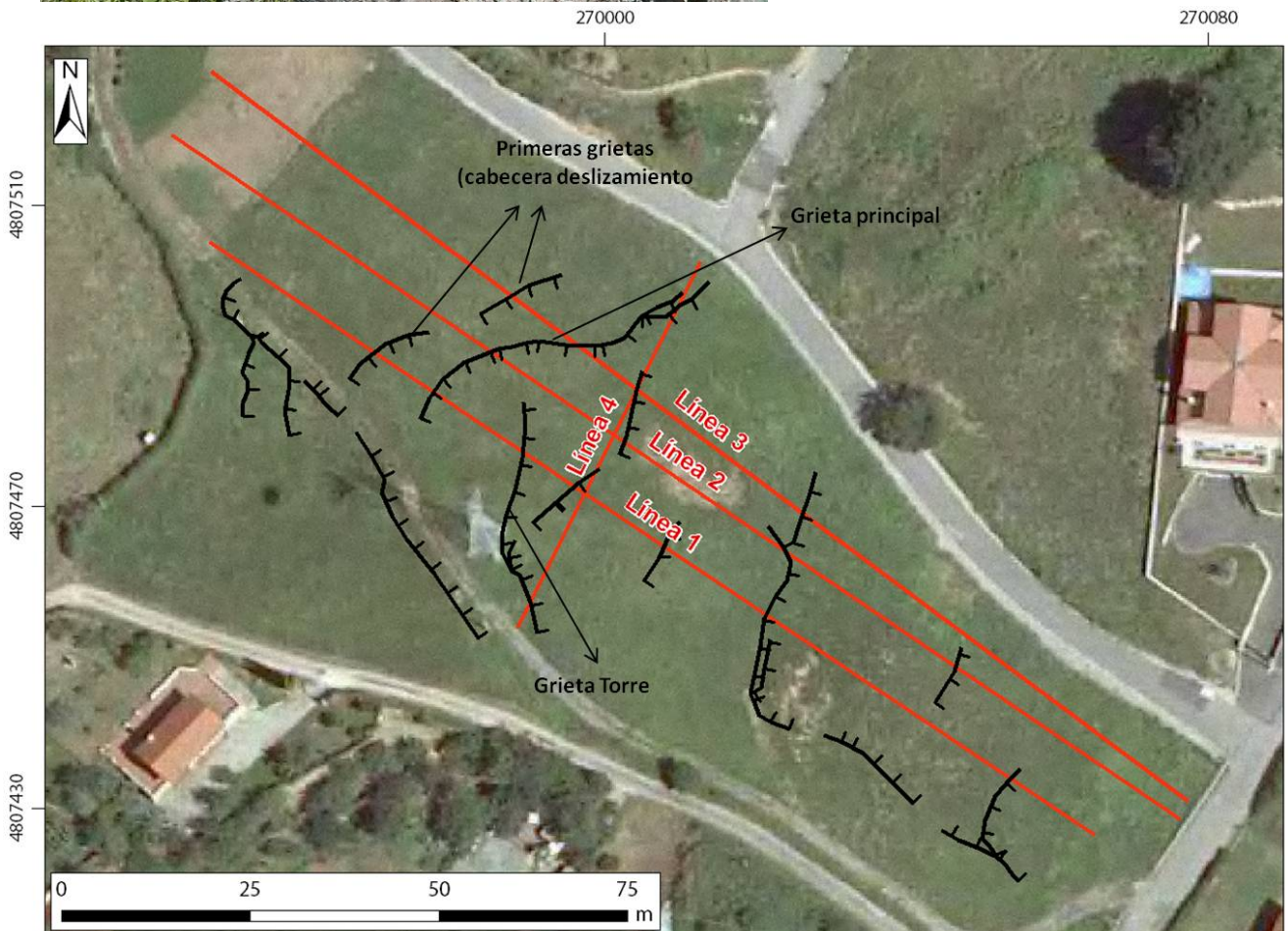


Figura 8.3. Esquema de las principales grietas y fracturas asociadas al deslizamiento.

Se ha realizado una cartografía superficial de las grietas más importantes visibles en la zona de estudio como se puede observar en la figura 8.3. El terreno muestra en general una morfología ondulada. Además de la grieta de la cabecera se observan numerosas grietas en forma de escalón (imágenes 8.4 y 8.5). Estas grietas tienen un trazado de hasta decenas de metros, pudiendo atravesar la finca estudiada de SE a NO como la que se muestra en la figura 8.4. La apertura máxima es de unos 30 cm y el salto máximo de 40 cm. Al igual que ocurre con la fractura de cabecera, las grietas se relevan configurando una estructura compleja en planta. A media ladera se ha localizado una depresión de planta circular de unos 90 cm de diámetro y 50-60 cm de profundidad producido por una subsidencia de origen desconocido (imagen 8.6).

También se aprecian zonas con relieve positivo, interpretadas como áreas de acumulación, típicas de los movimientos de flujo, donde se produce un solapamiento de los materiales que provienen de la cabecera del deslizamiento (figura 8.7).



Figura 8.4. Panorámica de una de las grietas principales que atraviesa prácticamente de lado a lado la zona deslizada.



Figura 8.5. Detalle de la grieta de la figura anterior en la que se observa el salto de aproximadamente 30cm entre ambos bloques



Figura 8.6. Imagen de la depresión circular presente a media ladera



Figura 8.7. Relieve positivo

Los factores más importantes que condicionan el movimiento son: los intensos periodos de lluvias que ocasionalmente aceleran el proceso de deslizamiento o flujo normal, terreno débil (coluvión) y contraste de permeabilidad entre materiales. Esto se refiere a las diferencias entre la base del coluvión donde fluye el agua y un sustrato más impermeable (esto se comenta más adelante en el capítulo 8.2.3).

Algunos de los daños en las construcciones causados por este deslizamiento se pueden ver en las siguientes imágenes (8.8 y 8.9):



Figura 8.8.a) Grieta en la base de una torre de alta tensión que ha descalzado la estructura;
b)Detalle de la grieta



Figura 8.9. Grietas en el muro de una vivienda. a) grieta perpendicular al sentido del movimiento; b) grieta paralela al sentido del movimiento

Si el deslizamiento se propagara en un futuro ladera arriba hay edificaciones que pueden verse afectadas, al igual que fueron dañados caminos y la carretera en el episodio anterior (invierno de 2013) y que ahora están subsanados.

8.2.DESCRIPCIÓN E INTERPRETACIÓN DE LOS PERFILES DE RESISTIVIDAD

De acuerdo a los estudios realizados y a sus resultados se han dividido las interpretaciones geofísicas en tres partes: i) ensayos previos para valorar el dispositivo óptimo de registro, ii) interpretación del perfil 2 de resistividad eléctrica junto con datos de un perfil de refracción coincidente para la caracterización de la superficie de deslizamiento y iii) la interpretación de los cuatro perfiles eléctricos realizados en campo.

8.2.1. Ensayo previo: selección del dispositivo óptimo

Antes de llevar a cabo el registro definitivo de los datos de resistividad, se realizó un ensayo para valorar el dispositivo óptimo de registro considerando: resolución vertical y horizontal, profundidad de investigación y tiempo de registro. Los tres tipos de configuraciones geométricas ensayados: Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo son óptimos, a priori, para la correcta caracterización de deslizamientos.

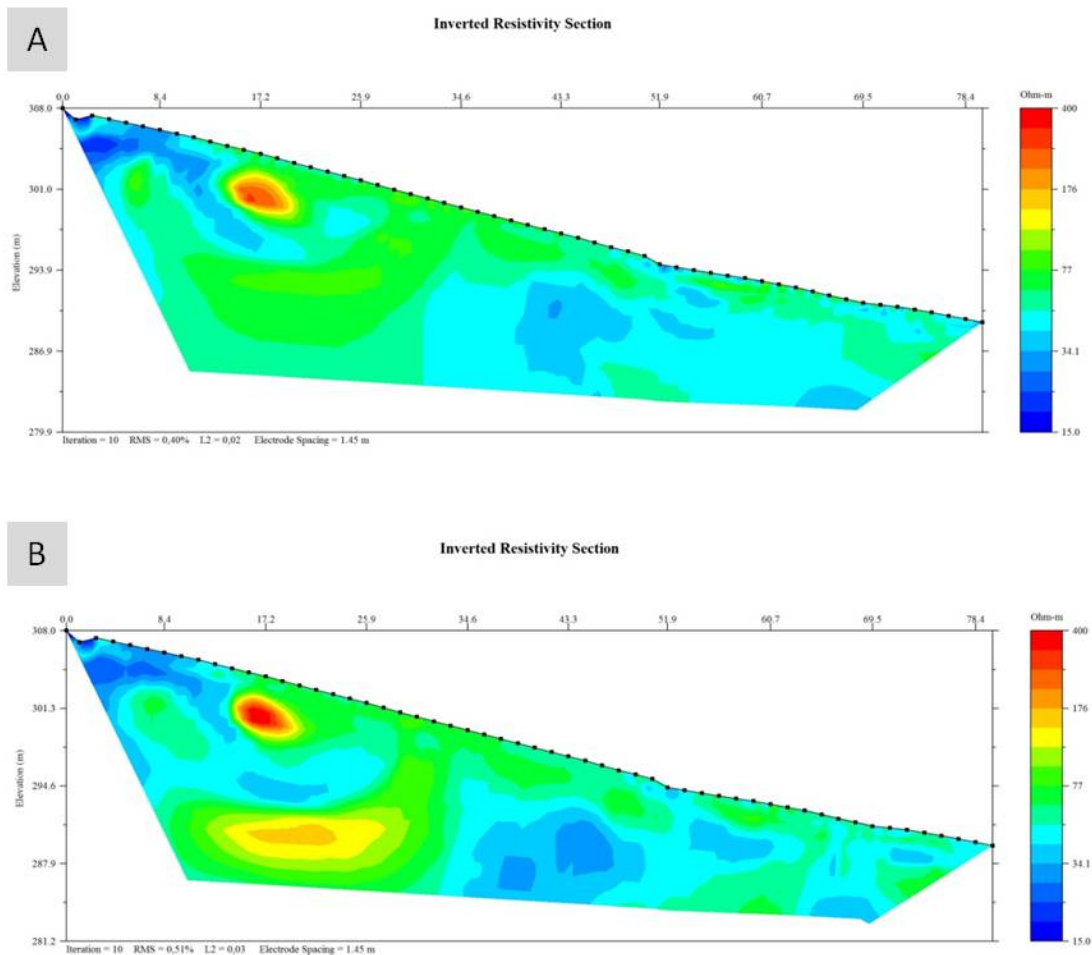
El dispositivo **Wenner**, como se observa en la figura 5.10 del capítulo 5.4.1, tiene mayor sensibilidad a los cambios verticales de resistividad que a los horizontales. Esto quiere decir que está recomendado para detectar estructuras horizontales (Martínez Pagán, 2006). Para la profundidad de adquisición, como se observa en la figura 5.14, se destaca que este dispositivo posee la más baja de las tres configuraciones geométricas utilizadas. Pero al contrario, al ser la fuerza de la señal inversamente proporcional al factor geométrico k (figura 5.11c) y tener éste de lejos el más pequeño, se concluye que el dispositivo Wenner dispone de la señal más fuerte. Esta característica es importante en terrenos con fuerte ruido de fondo. No es el caso de este estudio, ya que por ejemplo, la resistencia de contacto entre electrodos y suelo fue baja, facilitando las medidas de resistividad. El principal inconveniente de este dispositivo es la baja densidad de medidas (figura 5.11b).

El dispositivo **Schlumberger** es más sensible que el Wenner a las variaciones horizontales. También es capaz de alcanzar una profundidad de investigación mayor. En este caso la fuerza de la señal se sitúa en un término intermedio entre los dispositivos Wenner y Dipolo-Dipolo. Este dispositivo permite, con el mismo número de electrodos, obtener una pseudosección de resistividad aparente del terreno con un mayor número de medidas que el Wenner (figura 5.12b).

Por último, el dispositivo **Dipolo-Dipolo** tiene buena resolución tanto en la vertical como en la horizontal (Dahlin y Zhou, 2004), en concreto posee alta sensibilidad para detectar cambios laterales de la resistividad. La profundidad de investigación es mayor que en los dispositivos anteriores como se observa en la figura 5.14 anteriormente citada; y la densidad de puntos de medida es superior a los otros dos dispositivos, sobre todo cerca de superficie. Como ya se mencionó en el capítulo 5.4.1 este dispositivo posee el inconveniente de que los electrodos de potencial se sitúan fuera de los de corriente, por lo tanto la intensidad de la señal es más débil.

Dahlin y Zhou (2001) realizaron comparaciones numéricas sobre diversos dispositivos y concluyeron que los dispositivos Dipolo-Dipolo, Schlumberger y Polo-Dipolo son lo que proporcionan mejores resoluciones de imágenes frente al resto de dispositivos (Wenner, Gradiente, etc).

En la figura 8.10 se presentan las tres secciones tomográficas de resistividad registradas con los tres dispositivos a lo largo de la línea 2 (56 electrodos con separación de 1,5 m). En general se pueden diferenciar sin problemas las estructuras más importantes en los tres dispositivos, aunque son visibles algunas diferencias entre ellos. En los dispositivos Wenner y Schlumberger los límites entre estructuras son más netos que en Dipolo-Dipolo que son más difusos. Por el contrario, éste último alcanza más profundidad de penetración que los otros y las anomalías alcanzan mayores valores. Además, con el método Dipolo-Dipolo es más evidente el comienzo del deslizamiento sobre el metro 48, que en el resto de los métodos donde no es tan claro.



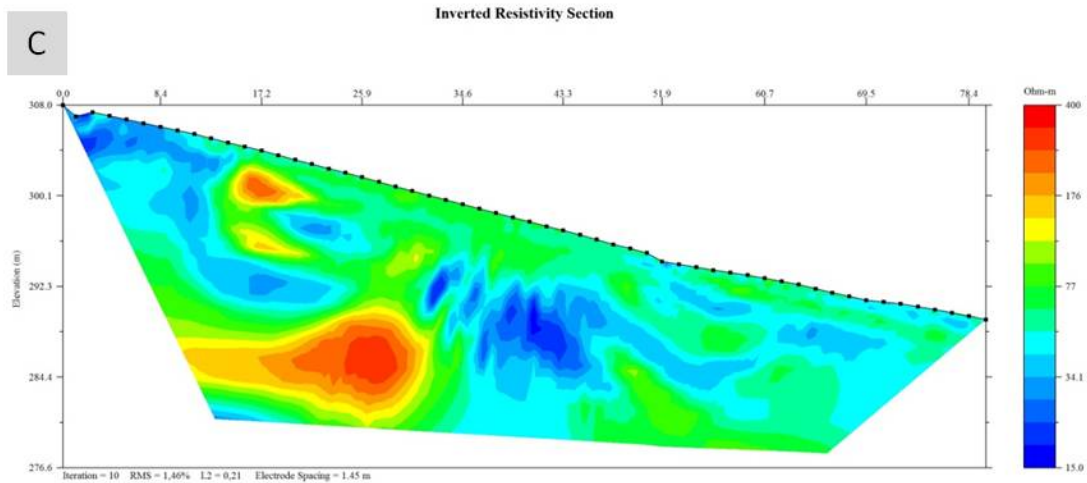
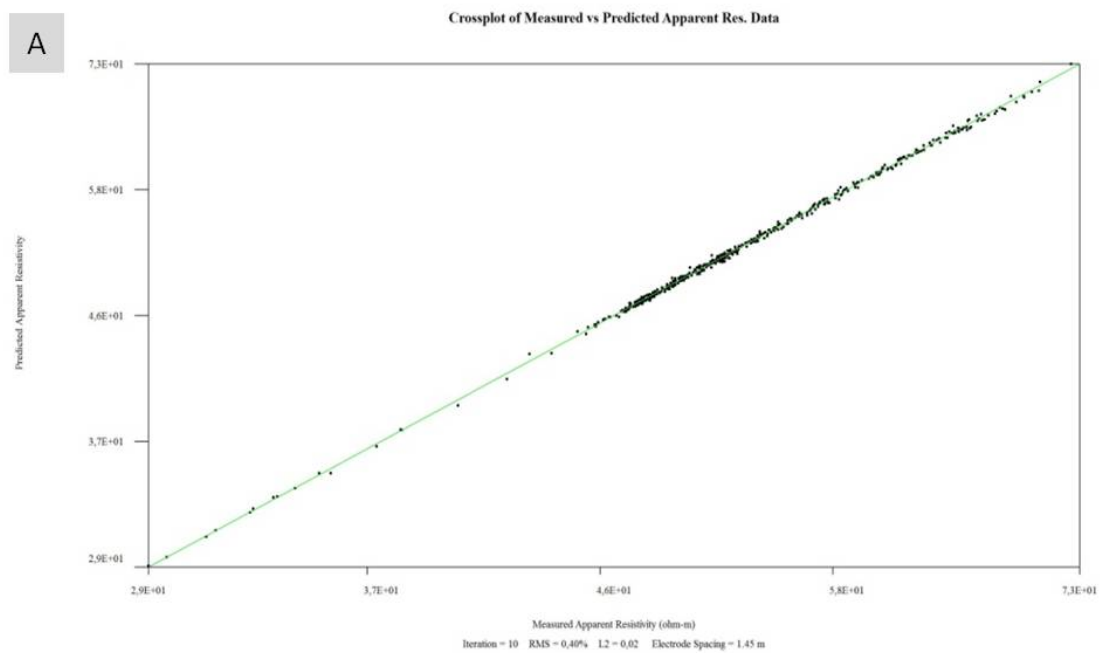


Figura 8.10. Secciones de resistividad coincidentes, para seleccionar la configuración óptima del dispositivo. a) Wenner; b) Schlumberger; c) Dipolo-Dipolo.

En la figura 8.11 se presenta la correlación entre las resistividades medidas y las calculadas para cada uno de los modelos registrados con cada dispositivo. Las tres correlaciones son óptimas, ajustándose bastante bien a la recta, y todos los errores RMS son inferiores al 3%; confirmado que los tres modelos son válidos y satisfactorios.



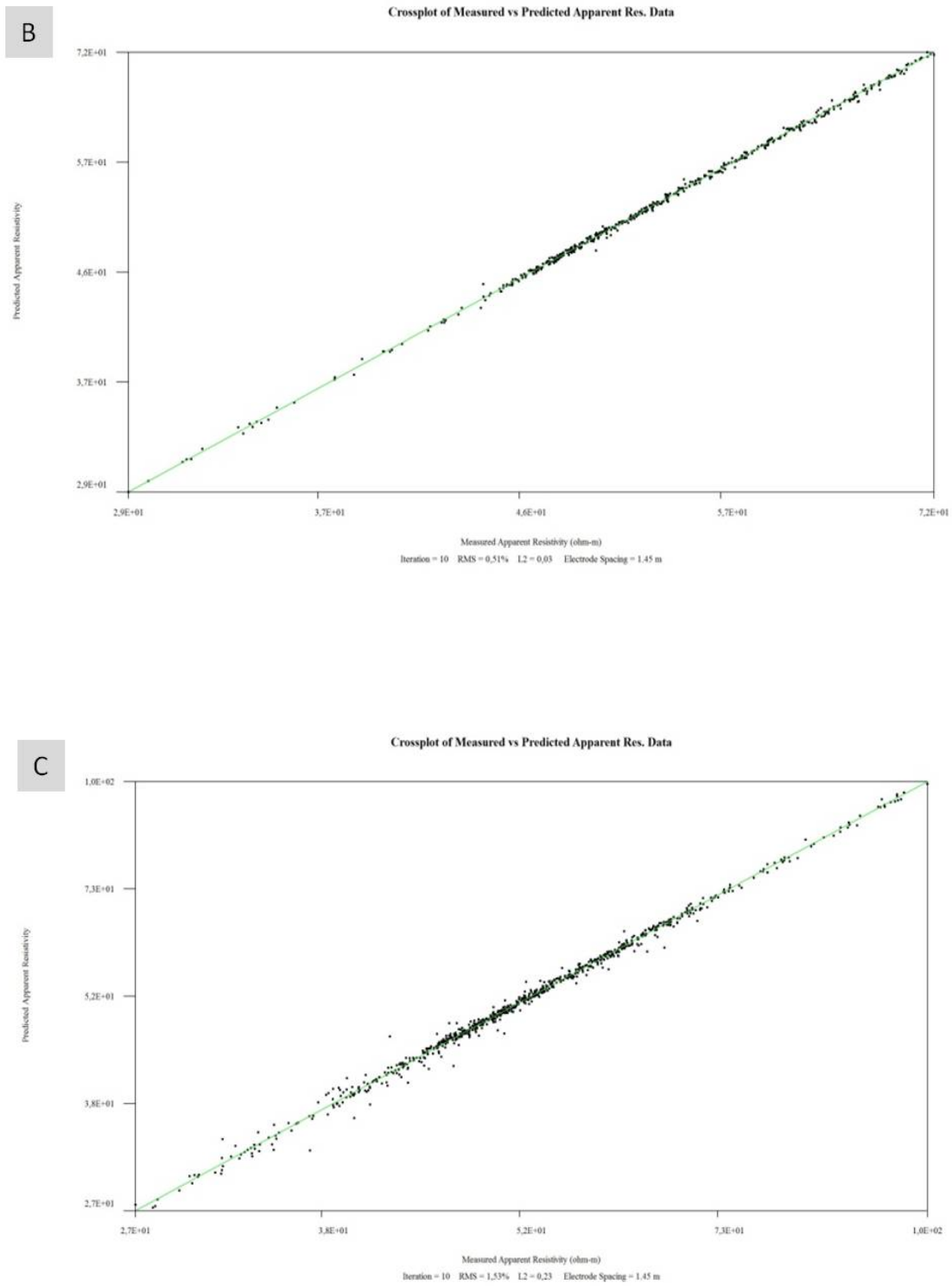


Figura 8.11. Correlación entre las resistividades aparentes medidas y las calculadas para los modelos registrados con los tres dispositivos. a) Wenner; b) Schlumberger; c) Dipolo-Dipolo

Valorando todas las ventajas e inconvenientes de cada dispositivo, y comparando los resultados obtenidos en el ensayo, se seleccionó el dispositivo Dipolo-Dipolo para el estudio del deslizamiento. Este método posee dos ventajas notables:

- Los resultados aportados por el dispositivo son muy positivos, permitiendo detectar tanto estructuras verticales como horizontales, es decir los límites laterales y la superficie de deslizamiento.
- Explora de manera más eficiente la capacidad multicanal que presentan hoy en día los instrumentos de tomografía eléctrica. Esto se traduce en un tiempo de adquisición mucho más reducido que los dispositivos Wenner y Schlumberger.

8.2.2. Descripción e interpretación conjunta de un perfil de tomografía eléctrica y un perfil de sísmica de refracción

La interpretación conjunta de varios métodos geofísicos aumenta la fiabilidad de las interpretaciones individuales. En especial la tomografía eléctrica y la sísmica se complementan para favorecer la correcta caracterización del subsuelo (Olona, 2014). Para una mejor caracterización del deslizamiento, se dispuso de un perfil de sísmica de refracción coincidente con el perfil 2 de tomografía eléctrica, posteriormente se han interpretado los resultados de ambos en conjunto. Cabe destacar que en el ensayo de sísmica al que se hace referencia se desplegó un dispositivo de registro con una geometría similar a la utilizada para las medidas de resistividad eléctrica. Es decir, se obtuvieron registros en los que los sensores se posicionaron a espaciados regulares de 1,5 m, ocupando las mismas posiciones que las de los electrodos de medida en el ensayo eléctrico. Como fuente se utilizó una maza que se aplicó a lo largo en 15 puntos de tiro espaciados regularmente a lo largo de los 166,5 m de la línea de estudio. La modelización de datos se realizó con el software SeisOptPro de Optim.

En el modelo de sísmica se distinguen tres capas (figura 8.12a). La superior que se caracteriza por tener unas velocidades inferiores a los 500 m/s y que correspondería con el coluvión; un nivel intermedio con velocidades que rondan los 1300 m/s que se interpreta como un sector moderadamente alterado del sustrato rocoso; y por último se encontraría el sustrato rocoso sin alterar caracterizado por velocidades más altas. Dentro de esta unidad se pueden diferenciar dos sectores, uno con menor velocidad, sobre 2200 m/s que corresponde a la serie de areniscas y pizarras del Carbonífero, y otro de mayor velocidad, situado en la parte superior del perfil, con velocidades en torno a los 300 m/s que podría tratarse de un sector más competente de esta serie, o bien podría interpretarse como un paquete de calizas. En el último caso, podría interpretarse una falla en el contacto entre ambas unidades.

En el perfil de resistividad eléctrica se observan prácticamente las mismas unidades que en el de sísmica, por lo que ambas interpretaciones son consistentes. El límite entre el coluvión y el

sustrato rocoso alterado se localiza a unos 6 m de profundidad y por encima de un nivel de bajas resistividades. Esta zona conductiva coincide en el perfil de refracción con el nivel que se ha interpretado como sustrato alterado. Puede interpretarse que el sustrato rocoso alterado es conductivo por tratarse de una zona de circulación preferente de aguas sobre un sustrato rocoso más impermeable.

Por otro lado, la zona de alta resistividad al norte del perfil eléctrico se corresponde con el sector de altas velocidades del perfil de sísmica, ambos parámetros geofísicos sugerirían la presencia de una roca más competente en el sustrato. Cerca de esa zona de altas resistividades se observa una franja más conductora que podría indicar la existencia de una falla, aunque los datos no son del todo concluyentes.

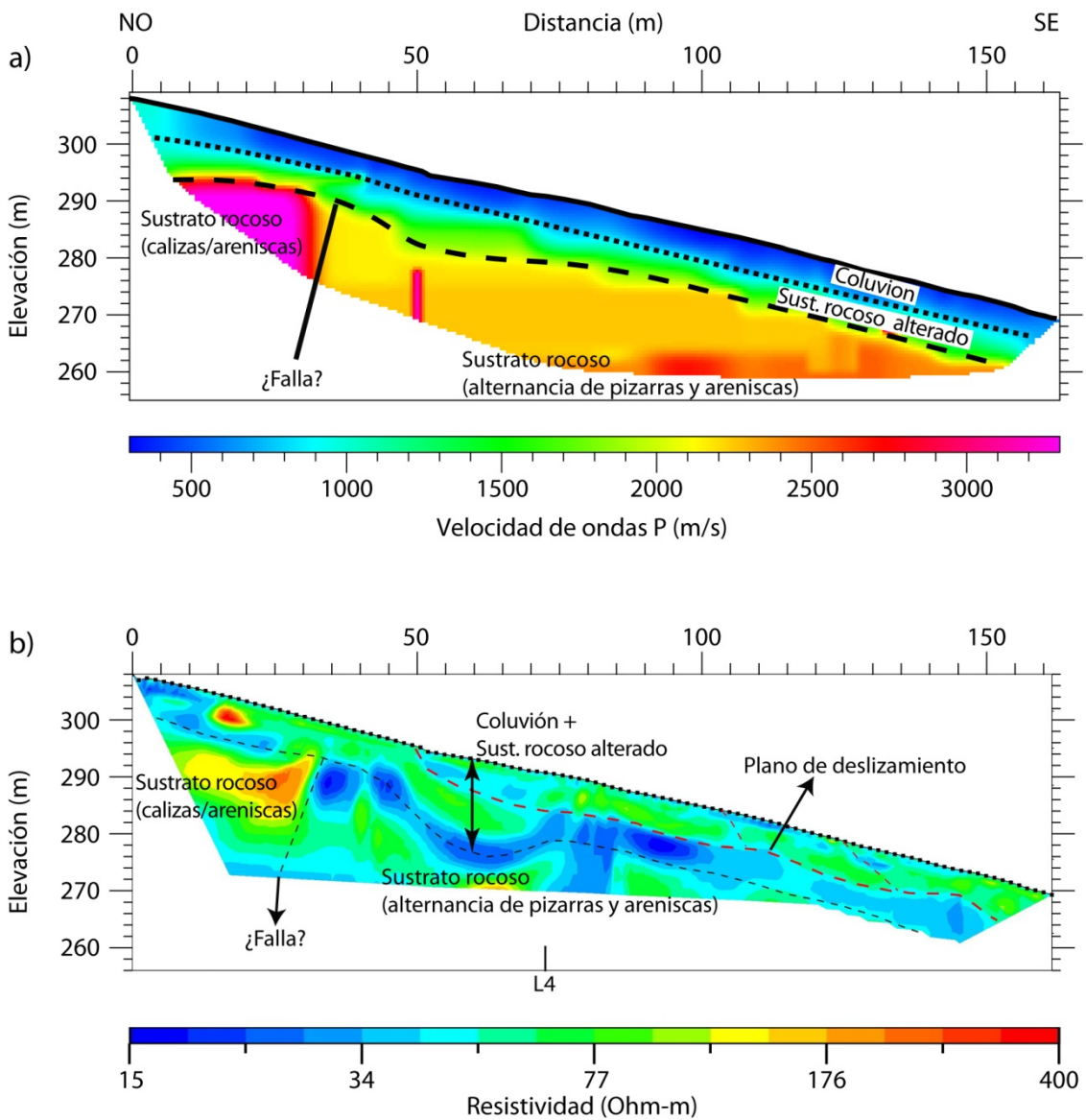


Figura 8.12. Comparación de los datos geofísicos a lo largo de la línea 2. a) Perfil sísmico d refracción interpretado; b) Perfil eléctrico con los niveles interpretados en el perfil sísmico superpuestos.

8.2.3. Descripción e interpretación de los perfiles de tomografía eléctrica

En primer lugar se han interpretado los perfiles L1, L2 y L3 (ver figura 6.5) ya que cruzan longitudinalmente el deslizamiento y proporcionan una visión de cómo la masa deslizante se distribuye a lo largo del terreno. Para la interpretación de estos perfiles se han relacionado los aspectos geomorfológicos superficiales como las grietas visibles en superficie y la cabecera del deslizamiento con la distribución de resistividades en el subsuelo. Por otro lado también se han relacionado las resistividades del terreno con litologías y zonas de circulación de fluidos. Los perfiles eléctricos van acompañados de un esquema realizado en campo con las grietas y estructuras más importantes con el fin de facilitar la interpretación de los mismos.

Los perfiles eléctricos van acompañados de un esquema realizado en campo con las grietas y estructuras más importantes con el fin de facilitar la interpretación de los mismos. Cabe mencionar que todos los perfiles se representaron con la misma escala de colores para una mejor interpretación. En todos los perfiles se han diferenciado dos niveles: uno superior interpretado como el conjunto formado por el coluvión propiamente dicho y la zona superior del sustrato rocoso alterado y fragmentado, visible también en los perfiles sísmicos, y otro inferior interpretado como el sustrato rocoso. Dentro del nivel superior es donde se ha interpretado la superficie del deslizamiento.

Los perfiles L2 y L3 se asemejan bastante entre sí, por lo que se interpretaran de forma conjunta (figuras 8.13, 8.14 y 8.18). Ambos están orientados NO-SE y tienen una longitud de 166,5 m.

En el perfil L2 (figura 8.13) la cabecera del deslizamiento se ubicó en torno a los 50 metros, correspondiendo con fracturas menores que se cartografiaron en campo. En este perfil la imagen de resistividad de la zona no deslizada (entre el metro 20 y 50) contrasta por su homogeneidad, con a la imagen de la zona deslizada donde la resistividad presenta una distribución más heterogénea como resultado de la fracturación y deformación de los primeros metros del terreno como consecuencia del deslizamiento. En el perfil L3 (figura 8.14) el deslizamiento comienza en el metro 48, visible en campo por un cambio de pendiente, aunque en el perfil la anomalía no es muy visible. En L2 desde el metro 20 hasta el 50 el coluvión aparece más homogéneo, a partir del comienzo del deslizamiento, éste se hace mucho más heterogéneo, con visibles contrastes de resistividades.

El nivel superior, interpretado como el nivel de coluvión y roca alterada tiene una potencia de 11 metros, de los cuales, los primeros 6,5 metros corresponderían al coluvión, coincidiendo con la potencia testificada en los sondeos. Es a esa altura, a 6,5m, donde se sitúa el plano de deslizamiento. La superficie de deslizamiento se ha interpretado por encima de una zona de anomalías de bajas resistividades (15-50 Ωm) que corresponde a las rocas del sustrato

alteradas y fragmentadas. . La superficie de deslizamiento en los dos perfiles está bien delimitada, por esa zona de baja resistividad. Las zonas de bajas resistividades corresponden a superficies de mayor contenido en humedad que favorece el flujo en masa del coluvión sobre el sustrato. Dentro de la zona de baja resistividad se pueden diferenciar anomalías, que en ocasiones se prolongan en profundidad en el sustrato, con una inclinación similar a la de los planos de estratificación de las capas de pizarras y areniscas. En cambio hay zonas que siguen una orientación vertical que podría relacionarse más bien con zonas de fractura. En el perfil L2 la zona más conductora desarrolla una forma de cuchara desde el metro 40 al 80, que puede deberse a fracturas que afectan al sustrato por donde circula el agua o bien simplemente al relieve propio de su techo.

Se han interpretado una serie de grietas visibles en campo y que en algunos casos se corresponden en los perfiles eléctricos con anomalías de baja resistividad, indicando por lo tanto que se trata de vías favorables para la circulación. En el perfil L2 la grieta denominada *grieta principal* se sitúa en el metro 50 y en el perfil L3 en el metro 64, donde aparecen otras grietas de cabecera más arriba en la ladera. En L3 desde el metro 72 al 82 se detalla una zona por donde pasa una grieta con dirección NO-SE, paralelo a la pendiente de la ladera y al trazado del perfil, así como una grieta importante con un salto de 30 cm en el metro 96 con dirección perpendicular a la pendiente (figura 8.4). También en este perfil, desde el metro 144 al 160 se observó en el campo una zona rellena con escombros, que en el perfil eléctrico dan lugar a resistividades más altas en superficie.

Por debajo del primer nivel interpretado como coluvión+roca alterada se encuentra el sustrato rocoso formado por pizarras y areniscas del Carbonífero. Este contacto es visible por el incremento de resistividades por debajo de la zona de baja resistividad y presenta una morfología irregular. En general el contacto es paralelo a la superficie de la ladera (figuras 8.13 y 8.14), excepto en una zona del perfil L2 (desde el metro 48 al 80) donde el plano hace una morfología cóncava. En ambos perfiles el sustrato rocoso aparece en la parte superior del perfil a una profundidad de 7 metros y a medida que se avanza en el perfil hacia el SE éste profundiza hasta 11 metros, incrementando por lo tanto la potencia de los materiales de relleno. Esto puede ser un factor condicionante del hecho de que el deslizamiento se inicie más abajo.

En el inicio de ambos perfiles, aproximadamente hasta el metro 32, se encuentra la zona donde se concentran las resistividades más altas, como se vio en el capítulo anterior. Esto se ha interpretado como una zona de roca más competente y homogénea, que puede coincidir con un nivel de areniscas o calizas. El límite entre esta zona más resistiva y el sustrato cuya resistividad es menor (10-150 Ω m) lo marca una franja más conductora, lo que puede indicar la posible presencia de una falla. A medida que avanzamos en el perfil hacia el SE se pierde

profundización debido a la configuración del dispositivo *roll-along*, por lo que no se obtiene una imagen tan completa de la resistividad del sustrato, aunque se ha podido interpretar su techo.

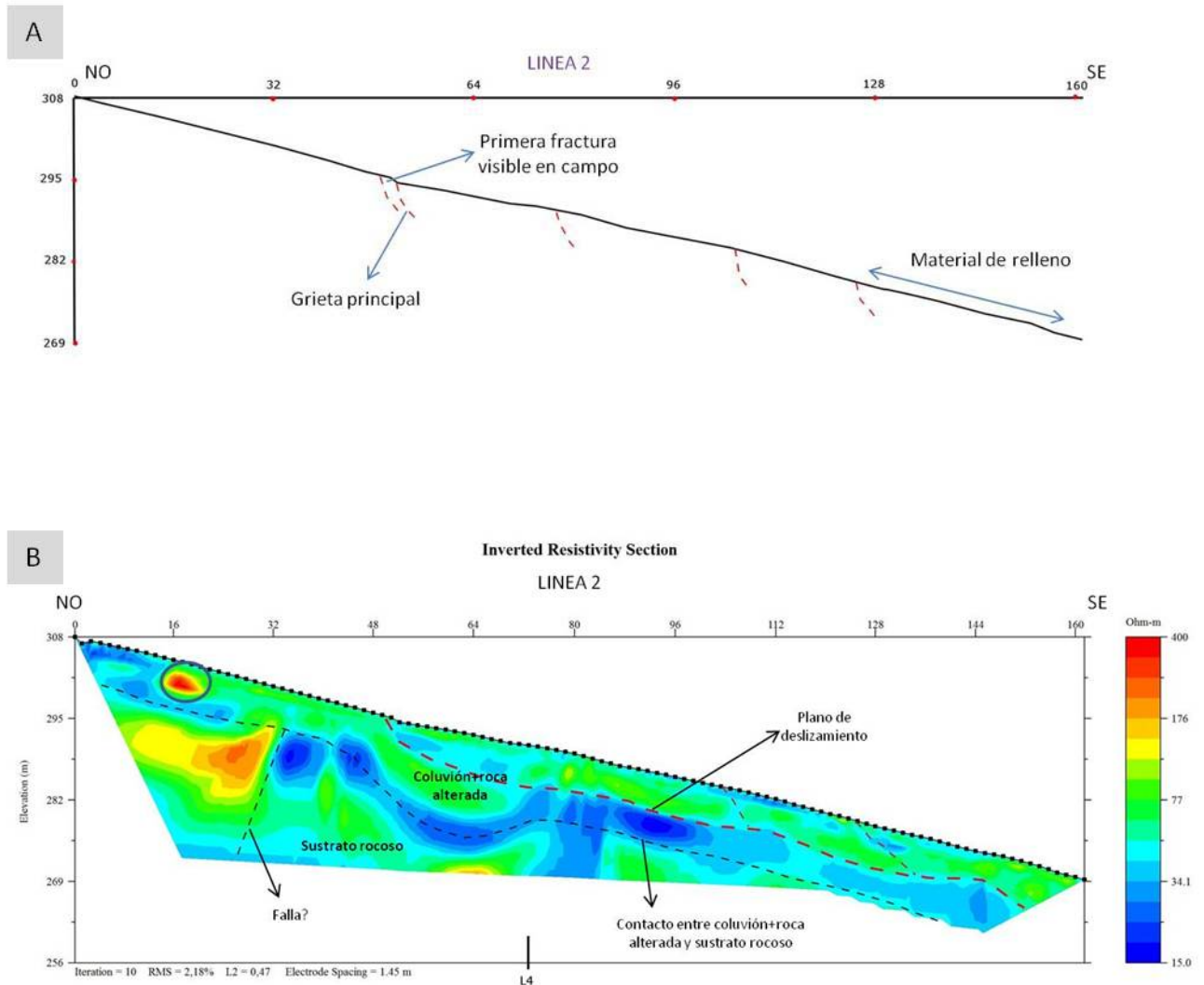


Figura 8.13. a) Esquema de campo (L2) con las grietas y observaciones más importantes; b) Perfil eléctrico de la línea 2 interpretado

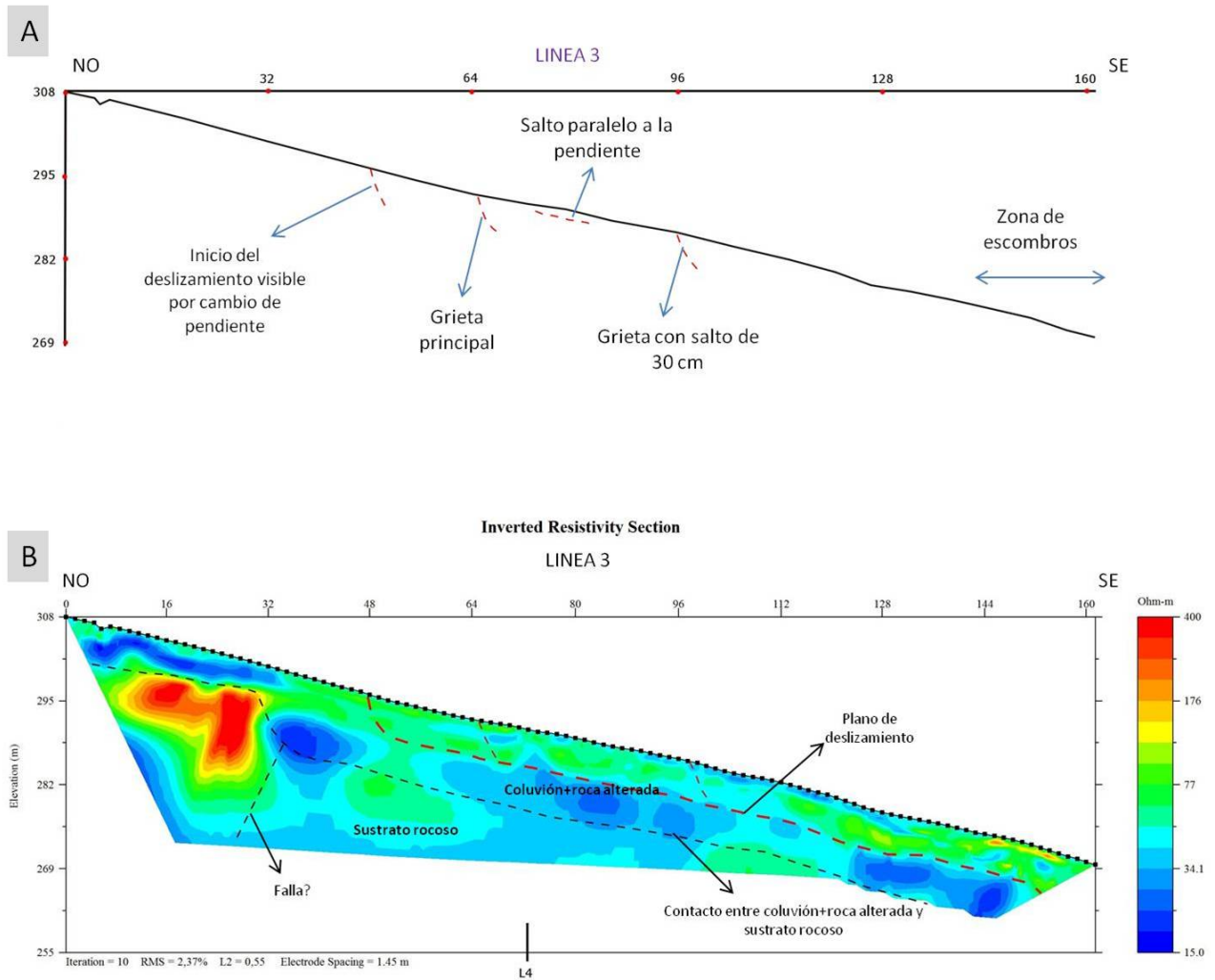


Figura 8.14. a) Esquema de campo (L3) con las grietas y observaciones más importantes; b) Perfil eléctrico de la línea 3 interpretado

El perfil L1 (figura 8.15) está orientado en dirección NO-SE, tiene 145,5 m de longitud y comienza 12 metros más abajo que los perfiles L2 y L3. A pesar de que la imagen de resistividad obtenida es peor que la de los perfiles precedentes, basándose en ellos se han podido diferenciar los mismos niveles: uno más superficial interpretado como el coluvión más la roca alterada del sustrato, que llega a la misma profundidad de unos 11 metros y un sustrato rocoso interpretado por debajo de la zona de anomalías conductivas.

En este perfil, la cabecera del deslizamiento se ubica en torno a los 25 metros y coincide con una primera grieta de deslizamiento observada en el campo (figura 8.14a). Esa fractura primera sigue una franja conductora (baja resistividad) que buza unos 20° hasta hacerse paralela a la superficie topográfica y prolongarse hasta el final del perfil. Al igual que en los

perfiles anteriores la superficie de deslizamiento se interpreta a unos 6 metros de profundidad, inmediatamente por encima de la zona de bajas resistividades interpretada como la roca alterada con una mayor contenido de humedad.

Por encima del deslizamiento se observan zonas de bajas resistividad que corresponden a zonas de fracturas y grietas (algunas de ellas visibles en campo), y zonas con resistividades mayores, en torno a los 70 Ωm que pueden corresponden posiblemente a zonas más secas. Se distinguen una serie de fracturas, algunas de ellas coincidentes con escalones en la topografía, con buzamientos en torno a los 50° que chocan con la superficie de deslizamiento. Estas grietas siguen franjas de bajas resistividades que sugerirían una zona de mayor contenido en humedad. Algunas de las fracturas que se observaron en campo se corresponden con estas zonas. La más importante en este perfil es la que se ha nombrado como grieta Torre, que es la que se origina en la cimentación de la torre de alta tensión que se encuentra en la zona de estudio. La grieta denominada como grieta principal (que se observa mejor en los perfiles L2 y L3) si se pudo cartografiar en el campo, aunque en el perfil no se ve claramente la anomalía de ésta. Estas grietas en época de lluvias facilitarían la circulación de aguas y podrían generar inestabilidades en el terreno. También aparece una pequeña zona de resistividades muy superiores en la parte superficial, dentro del coluvión (señalado en la figura 8.15b con un círculo), que se ha interpretado como bloques de areniscas que provienen de ladera arriba.

Al igual que en los perfiles anteriores, el sustrato presenta una distribución heterogénea de resistividades y se distinguen dos zonas similares a la de los perfiles precedentes, aunque peor definidas: una de resistividad alta que se encuentra en el inicio del perfil y otra de resistividad media (70-150 Ωm) en la parte baja. La interpretación del sustrato es análoga a la anterior con una zona superior en la ladera con rocas más competentes y compactas frente a la parte inferior de alternancias de pizarras y areniscas.

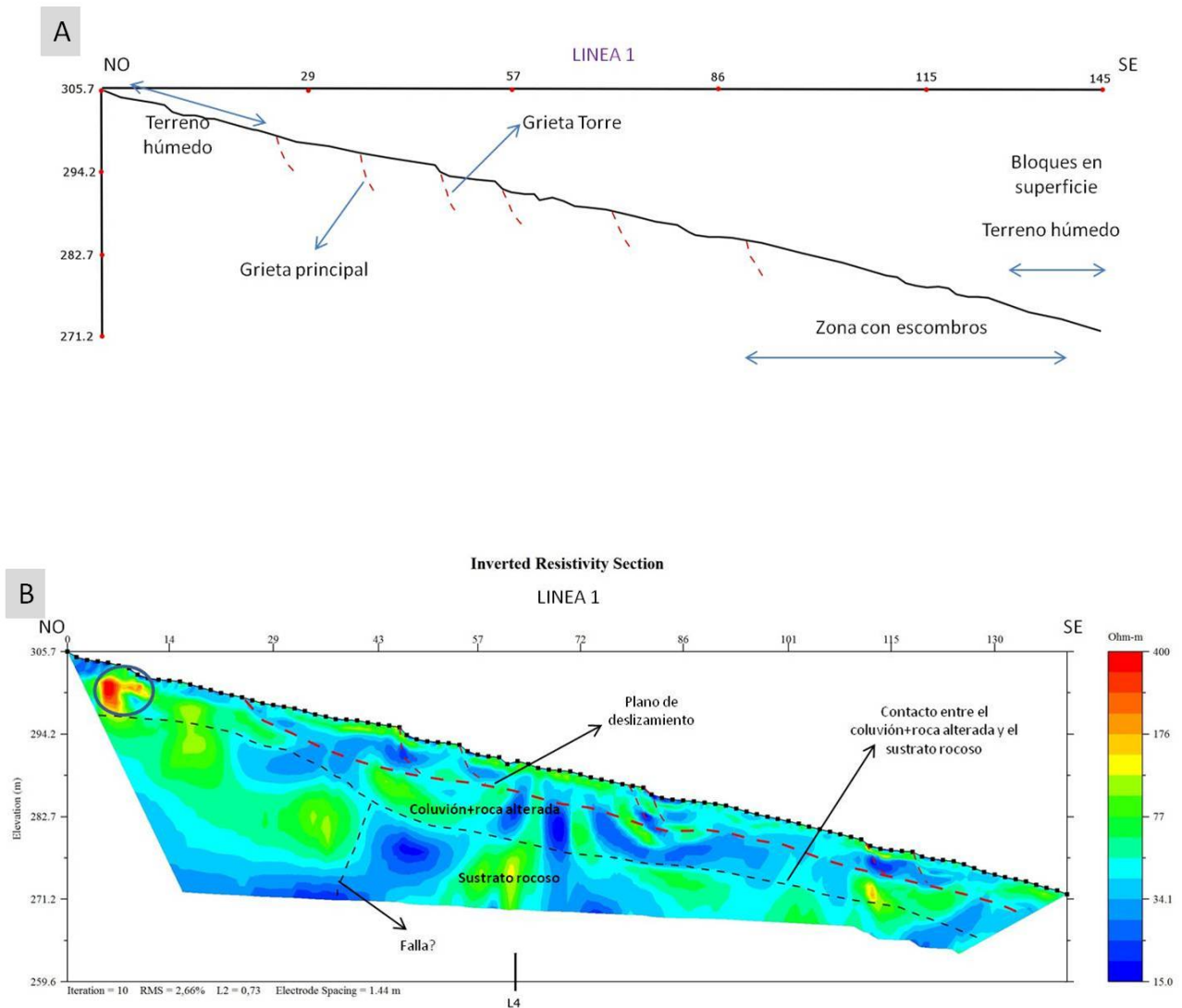


Figura 8.15. a) Esquema de campo (L1) con las grietas y observaciones más importantes; b) Perfil eléctrico de la línea 1 interpretado

Por último, el perfil L4 (figura 8.16 y 8.18) cruza transversalmente el deslizamiento con dirección N-S por su zona media y corta al resto de perfiles. En este caso, al ser un perfil más corto y con una separación entre electrodos de 1m, menor que los perfiles precedentes (1,5m). Su trazado cruza transversalmente el deslizamiento con dirección NNE-SSW por la su zona media y corta al resto de perfiles del deslizamiento. En este caso, al ser un perfil más corto y con menor separación entre electrodos (1m frente a los 1,5m de los precedentes), se alcanzó una profundidad de estudio menor aunque se puede interpretar la superficie de deslizamiento también a unos 6 metros de profundidad, por encima de la zona de baja resistividad. Se observa un coluvión muy heterogéneo con zonas de baja resistividad que coinciden con las grietas que en este caso están cortadas transversalmente, por lo que aparecen como estructuras

horizontales. La grieta que produce más salto en este perfil se encuentra en el metro 4 y es paralela a la grieta de la torre de alta tensión. Toda esa zona se caracteriza por unas anomalías de baja resistividad ya que es una zona muy fracturada.

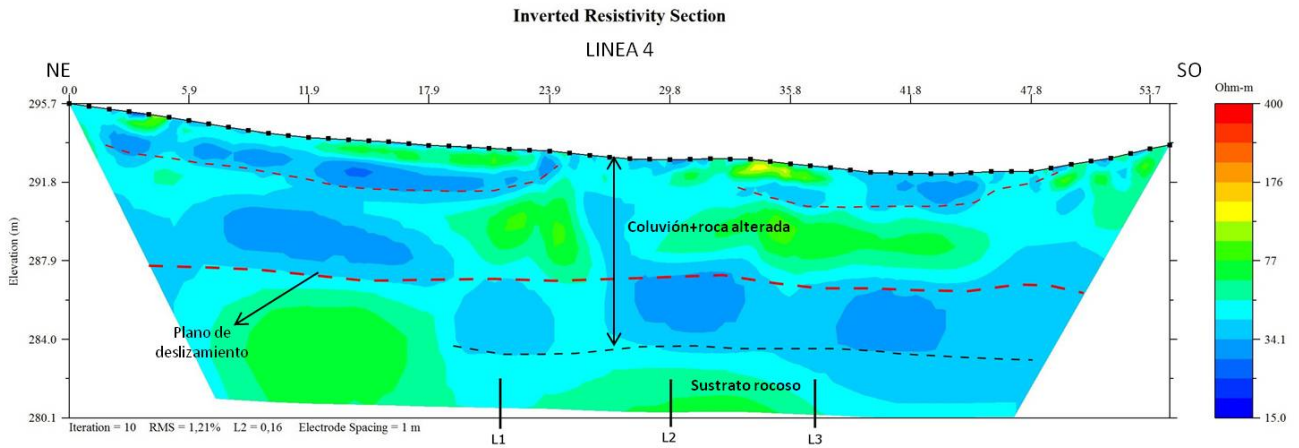


Figura 8.16. Perfil eléctrico de la línea 4 interpretado

En resumen, en la figura 8.17, se observa un esquema general basado en la interpretación de los resultados de tomografía eléctrica. Se presentan las estructuras más importantes como la superficie del deslizamiento, la cabecera por donde rompe en una primera fase, las grietas más importantes y las distintas zonas del sustrato rocoso.

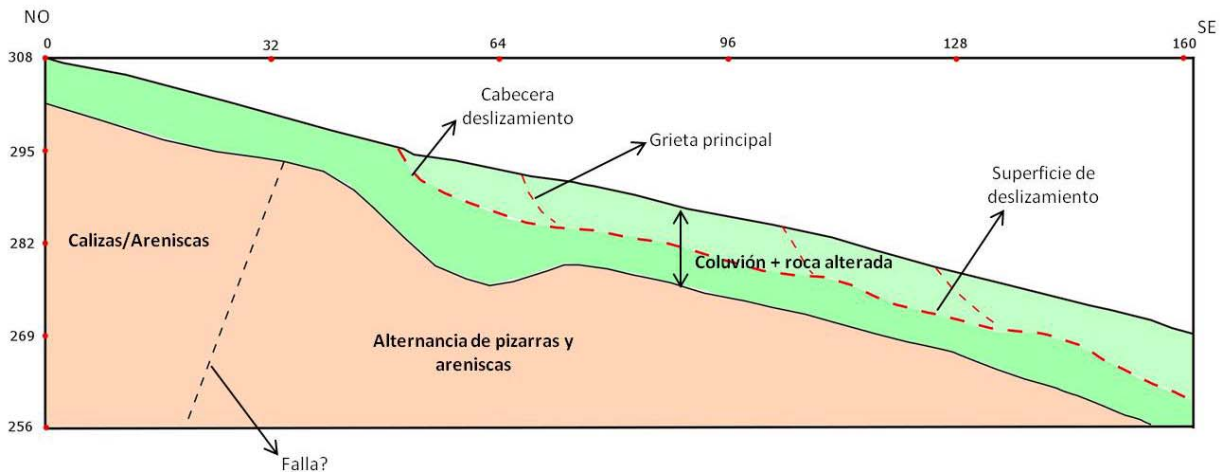
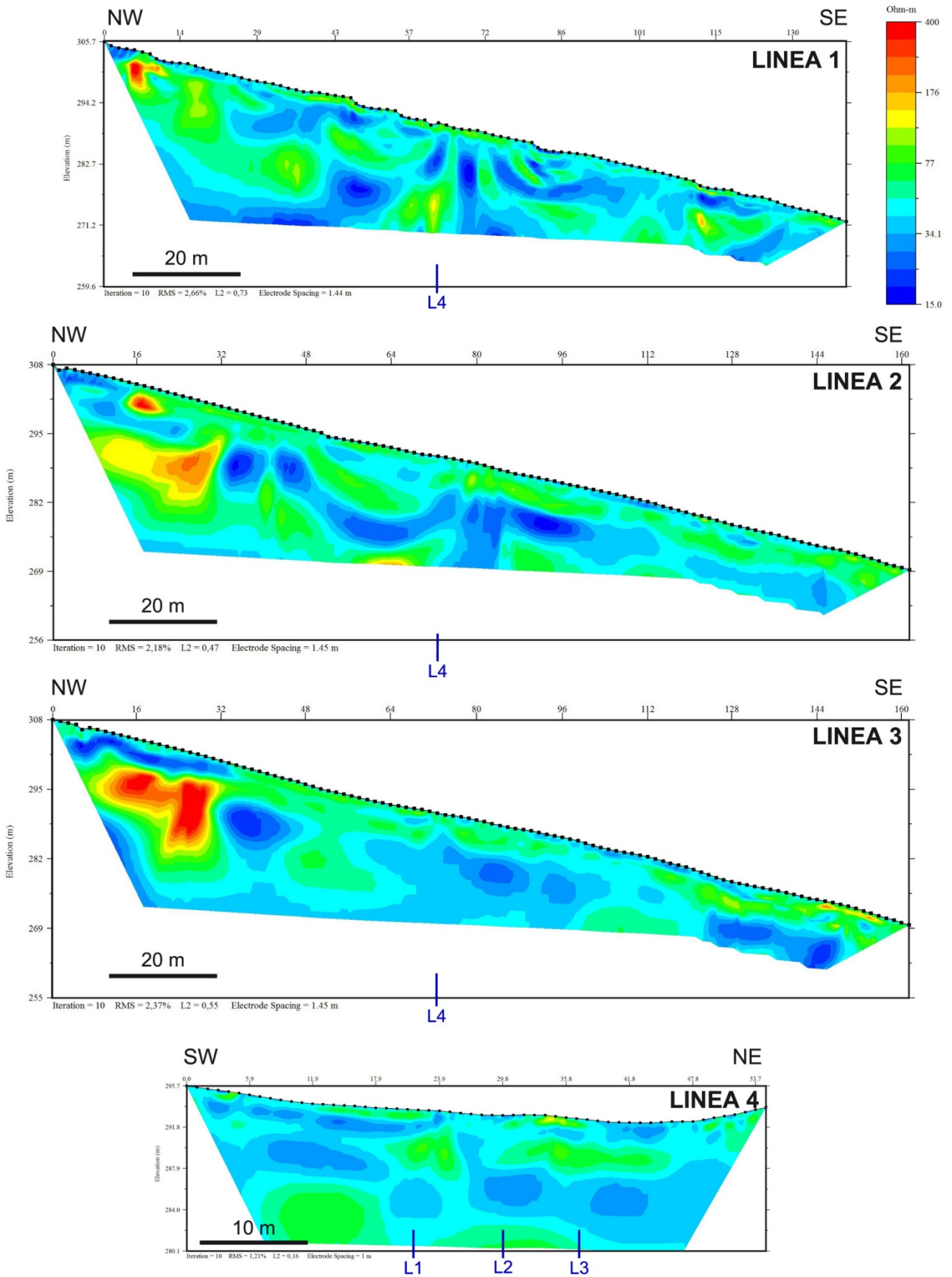


Figura 8.17. Corte esquemático del deslizamiento obtenido de la interpretación de los perfiles tomográficos de resistividades y el perfil sísmico de refracción. Se observa el límite entre el sustrato rocoso y el conjunto formado por el sustrato alterado más el coluvión. Dentro de este nivel se desarrolla el deslizamiento en la base del coluvión.



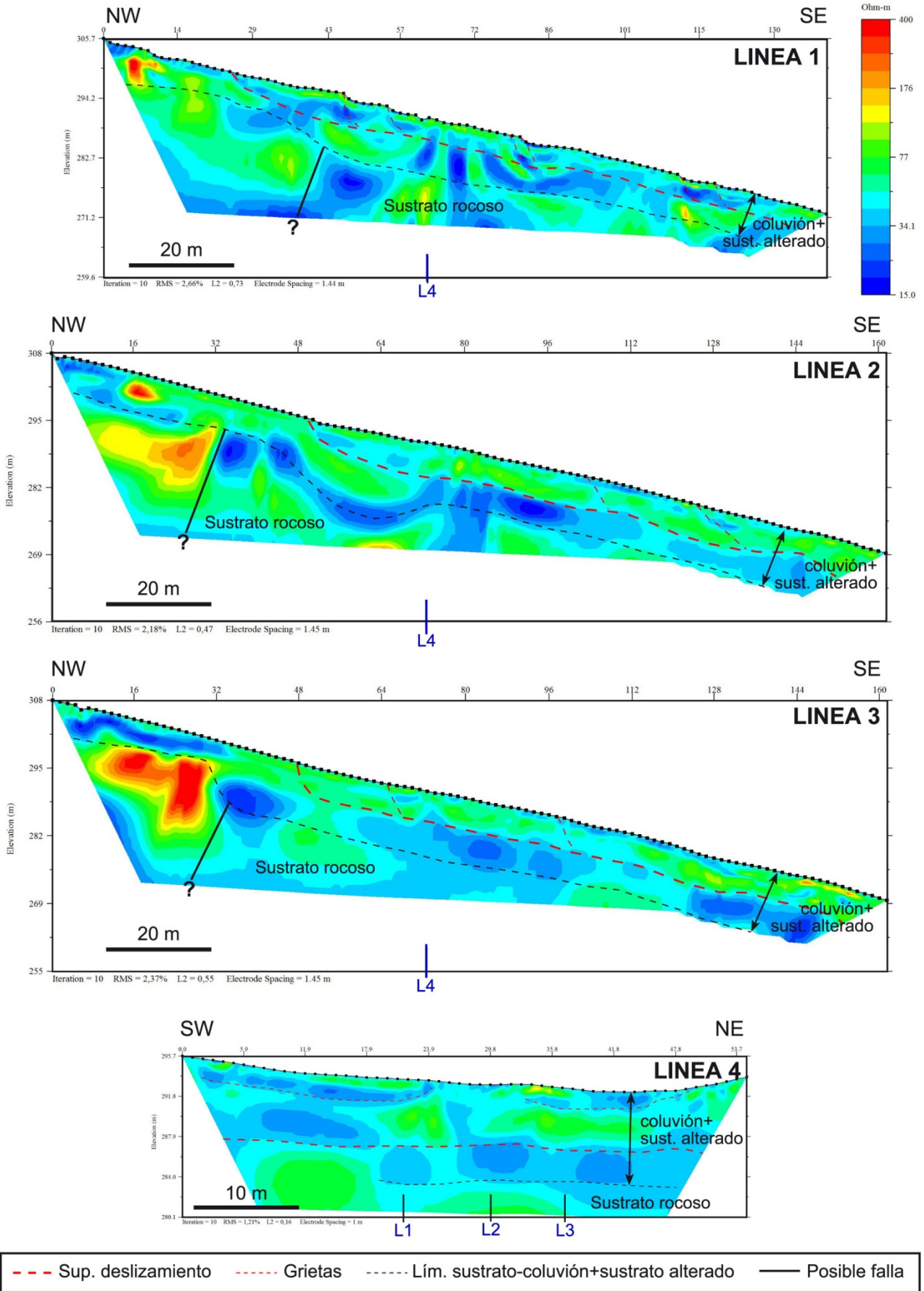


Figura 8.18. Perfiles eléctricos de resistividad sin interpretar (página anterior) e interpretados (esta página). Se observan los distintos niveles y la superficie de deslizamiento interpretados.

9. CONCLUSIONES

La prospección geofísica con tomografía eléctrica de resistividad realizada sobre el deslizamiento de Toleo (Oviedo) ha permitido concluir los siguientes puntos:

- La tomografía eléctrica es un método adecuado para el reconocimiento de deslizamientos incluso en laderas con fuertes pendientes.
- El dispositivo Dipolo-Dipolo es el más adecuado para este estudio ya que tiene buena resolución tanto vertical como horizontal, la profundidad de investigación es mayor y consume menos tiempo en la adquisición de datos en campo, mostrando posteriormente en la modelización bajos errores en la inversión.
- Se ha podido definir la cabecera del deslizamiento siguiendo los criterios reconocidos en campo, como grietas en superficie y criterios geofísicos como anomalías de bajas resistividades. Estas grietas se relacionan con una primera fase del deslizamiento de tipo rotacional coincidente con una época de intensas precipitaciones a la que sigue una fase, aun activa, de flujo de ladera.
- Con los resultados de los perfiles eléctricos se han podido definir:
 - i. El techo del sustrato rocoso a una profundidad variable, debido a su topografía, pero cercana a 11 m de profundidad.
 - ii. Un nivel superior integrado por formaciones superficiales: roca alterada del sustrato y el coluvión suprayacente.
 - iii. La superficie de deslizamiento, desarrollada a unos 6,5 metros de la superficie, dentro del nivel que incluye el coluvión y la roca alterada, Esta profundidad coincide con la base del coluvión en base a los sondeos. Se ha localizado por encima de una zona de bajas resistividades, interpretada como un nivel de mayor humedad que favorece el deslizamiento de los materiales superiores y el desarrollo de la superficie de deslizamiento, correspondiente a la zona de roca alterada.
- También se han reconocido dos zonas diferentes dentro del sustrato rocoso por debajo de 11 m:
 - i. una zona en la parte superior de la ladera con anomalías muy altas de resistividad interpretada como un bloque de roca competente
 - ii. Otra zona con menor resistividad, aunque mayor que la que caracteriza las formaciones superficiales interpretada como la alternancia de pizarras y areniscas del Carbonífero superior. El contacto entre ambas podría ser estratigráfico o por falla.

- Tanto las imágenes de resistividad eléctrica, como la de sísmica de refracción muestran resultados muy similares y complementarios, pudiendo definirse con mayor precisión el límite entre el coluvión+ roca alterada y el sustrato rocoso y sus espesores respectivos.
- Finalmente concluir que el estudio realizado demuestra que la tomografía eléctrica es un método adecuado para el reconocimiento de deslizamientos.

10. BIBLIOGRAFÍA

Adaro, L. de y JUNQUERA, J.(1916): Criaderos de hierro de España. Tomo II. Criaderos de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 2: 676 págs. Madrid.

Alonso, J.L., Pulgar, J.A., Garcia-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics* (P.F. Friend y C.I. Dabrio, Eds.), *Cambridge University Press*, Cambridge: 214-227

Aracil Avila, E. et. Al (2005). Aplicación de la tomografía eléctrica para la caracterización de un deslizamiento de ladera en un vertedero. *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables Valencia, 21-24 de Junio de 2005*.

Archie, G.E., (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Trans. Am. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.* 146, 54–62.

Barker, R.D. (1979). Signal contribution sections and their use in resistivity studies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 54, pp. 1031-1037

Bastida F. (coord.) (2004). Zona Cantábrica. En: *Geología de España* (Vera, J. A., ed.), Madrid: SGE-IGME. pp. 25-49.

Batayneh, A.T., Al-Diabat, A.A.,(2002). Application of a two-dimensional electrical tomography technique for investigating landslides along the Amman–Dead Sea highway, Jordan. *Environmental Geology* 42, 399–403.

Bernard, J. (2003). Short note on the depth of investigation of electrical methods. IRIS Instruments, Orléans. Francia. 8pp

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.

Burger, H. R. (1992). *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*. Englewood Cliffs: Prentice Hall. 489 pp.

CONGEO (Consultoria Geológica S.L.). Estudio Geologico-Geotécnico. Deslizamiento de Toleo. Promotor: Ayuntamiento. Abril 2013. Informe Inedito

Dahlin, T. (1993). On the Automation of 2D Resistivity Surveying for Engineering and Environmental Applications, Dr. Thesis, Lund University. 187 pp. Lund.

Dahlin, T., Zhou, B. (2001). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with eight electrode arrays. *Procs. EEGS'01 (Engineering and Environmental Geophysics Society), ELEM01*, Birmingham, UK, 3-6 September 2001.

Dahlin, T., Zhou, B., (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting* 52 (5), 379–398.

Dominguez Cuesta, M.J. (2003) Geomorfología e inestabilidad de laderas en la Cuenca Carbonífera Central (Valle del Nalón, Asturias). Análisis de la susceptibilidad ligada a los movimientos superficiales del terreno. Tesis Doctoral Universidad Oviedo. 237pp

Edwards, L.S. (1977). A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. *Geophysics*, vol.42, pp.1020-1036.

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.

Gökhan Göktürkler , Çağlayan Balkaya, Zülfikar Erhan (2008). Geophysical investigation of a landslide: The Altındağ landslide site, İzmir (western Turkey). *Journal of Applied Geophysics* 65 (2008) 84–96

Gómez Ortiz D. et al. (2007). Caracterización geoambiental de balsas de lodos mineros mediante tomografía eléctrica. *Geogaceta*, 42 (2007), 47-50.

Griffiths D.H., Turnbull J., Olayinka A.I. (1990) “Two-dimensional resistivity mapping with a computer- controlled array”. *First Break* 8, 121-129.

Gutierrez Claverol y Torres Alonso, (2004). Estudio geológico- geotécnico preliminar sobre el emplazamiento de un depósito regulador del abastecimiento de agua a Oviedo, sito en la zona de Toleo-Cuyences. Universidad de Oviedo, departamento de Geología. Informe inédito.

Gutiérrez Claverol, M. y Torres Alonso, M. (1995): Geología de Oviedo, descripción, recursos y aplicaciones. Oviedo: Ed. Paraíso. 276 pp.

Jongmaus, D., Garambois, S., (2007). Geophysical investigation of landslides: a review. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 178 (2), 101–112.

Julivert, M. (1971): “Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain”. *Am. J. Sci.*, Vol. 270-1: pp. 1-29.

Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitell, S., Rizzo, E., Sdao, F., (2005). 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in the Lucanian Apennine chain, southern Italy. *Geophysics* 70, B11–B18.

Llopis Lladó, N. (1956). Sobre el Cretáceo de los alrededores de Oviedo. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp Madrid.*, 57: 257-300.

Llopis Lladó, N. (1950). Mapa geológico de los alrededores de Oviedo (escala 1.25.000). *Serv. Geol. Del IDEA de la Excma. Dip. Prov. Oviedo. Oviedo.*

Loke, M.H. (2000). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys, 61 pp.

Martinez Pagán, P., (2006). Aplicación de diferentes técnicas no destructivas de prospección geofísica a problemas relacionados con contaminación ambiental producida por diferentes actividades antrópicas en la Región de Murcia. Tesis Doctoral Universidad Politécnica de Cartagena. 501pp.

Mazaira Pereira, A. (2012). Aplicación de la tomografía eléctrica a la detección y caracterización de cavidades subterráneas 116pp. Tesis de Master inédita Universidad Oviedo.

Moller, I., Christensen, N.B. and B.H. Jacobsen (1995): Fast approximate 2D interpretation of resistivity profile data, in *Proceedings of the 1st Meeting Environmental and Engineering Geophysics*, Torino 468-471

Olona Allué, Javier, (2014). Integración de metodologías geofísicas para la caracterización geológico-geotécnica del terreno. Tesis Doctoral Universidad Oviedo. 372pp. .

Orellana E. (1982). Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua. Biblioteca Técnica Philips. Madrid. 523pp.

Palacky, G. R. (1987). "Resistivity characteristics of geologic targets". *Investigation in geophysics*. Vol. 3: pp.53-125.

Pérez Estaun, A., Pulgar, J.A., Banda, E., Álvarez-Marrón, J. y ESCI-N Research Group (1994): "Crustal structure of the external variscides in NW Spain from deep seismic reflection profiling". *Tectonophysics*, 232: 91-118.

Perrone, A., Lapenna, V., Piscitelli, S. (2014). Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. *Earth-Science Reviews* 135. 65–82

Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G. y Marín, J. A. (1999): "La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica". *Trabajos de Geología Univ. Oviedo*, 21: pp. 283-294.

Reynolds, J.M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley and Sons, 796 p.

Roy, A., Apparao, A., (1971). Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, 36, pp. 943-959.

Ruiz Arias et al. (1996). Los deslizamientos de la zona de Fitoria-Toleo (Monte Naranco, Oviedo). *Geogaceta*, 20 (6), 1996. 1349-1351

Sáenz de Santamaría Benedet, J.A. y García Fernández, C.C. (2013). Informe previo sobre el deslizamiento de ladera de Toleo (Oviedo). Informe inédito.

Selby, M. J. (1993): *Hillslope Materials and Process*. Oxford University Press. Oxford, 451 pp.

Sharma, P. V. (1997). *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press. 476 pp.

Telford, W.M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 770 p.

Varnes, D.J. (1978): Slope movement: types and processes. En: Schuster, R.L., y Kriizek, R.J. (Eds.): *Landslides: Analysis and control*. Transportation Research Board Special Report 176. National Academy of Sciences. Washington, 11-33.

ANEXO I: PARÁMETROS DE MODELIZACIÓN

Línea ensayo

Dispositivo: Wenner

Método de inversión	Smooth Model Inversion
Modelo inicial	Avg. AppRes
Método de modelización directa	Elemento finitos
Factor de suavizado y amortiguamiento	10
Topografía	Sí
Espaciado de electrodos (m)	1,5
Número de iteraciones	10
Error cuadrático medio (RMS)	0,40%

Dispositivo: Schlumberger

Método de inversión	Smooth Model Inversion
Modelo inicial	Avg. AppRes
Método de modelización directa	Elemento finitos
Factor de suavizado y amortiguamiento	10
Topografía	Sí
Espaciado de electrodos (m)	1,5
Número de iteraciones	10
Error cuadrático medio (RMS)	0,51%

Dispositivo: Dipolo-Dipolo

Método de inversión	Smooth Model Inversion
Modelo inicial	Avg. AppRes
Método de modelización directa	Elemento finitos
Factor de suavizado y amortiguamiento	10
Topografía	Sí
Espaciado de electrodos (m)	1,5
Número de iteraciones	10
Error cuadrático medio (RMS)	1,46%

Línea 1

Dispositivo: Dipolo-Dipolo

Método de inversión	Smooth Model Inversion
Modelo inicial	Avg. AppRes
Método de modelización directa	Elemento finitos
Factor de suavizado y amortiguamiento	10
Topografía	Sí
Espaciado de electrodos (m)	1,5
Número de iteraciones	10
Error cuadrático medio (RMS)	2,66%

Línea 2

Dispositivo: Dipolo-Dipolo

Método de inversión	Smooth Model Inversion
Modelo inicial	Avg. AppRes
Método de modelización directa	Elemento finitos
Factor de suavizado y amortiguamiento	10
Topografía	Sí
Espaciado de electrodos (m)	1,5
Número de iteraciones	10
Error cuadrático medio (RMS)	2,18%

Línea 3

Dispositivo: Dipolo-Dipolo

Método de inversión	Smooth Model Inversion
Modelo inicial	Avg. AppRes
Método de modelización directa	Elemento finitos
Factor de suavizado y amortiguamiento	10
Topografía	Sí
Espaciado de electrodos (m)	1,5
Número de iteraciones	10
Error cuadrático medio (RMS)	2,37%

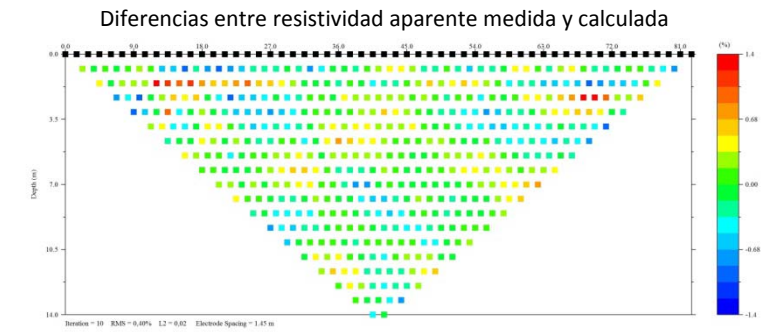
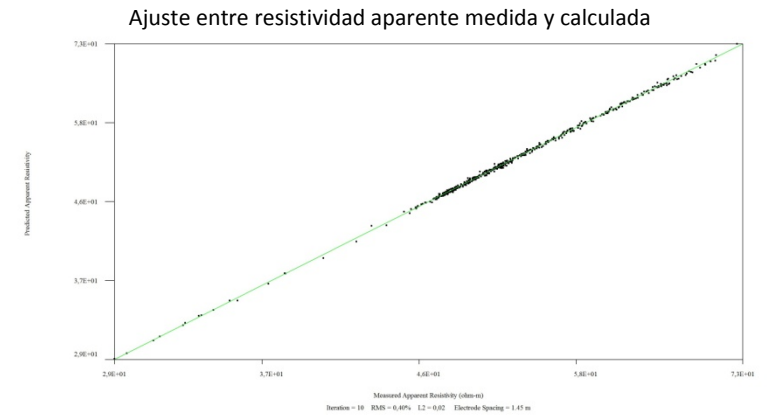
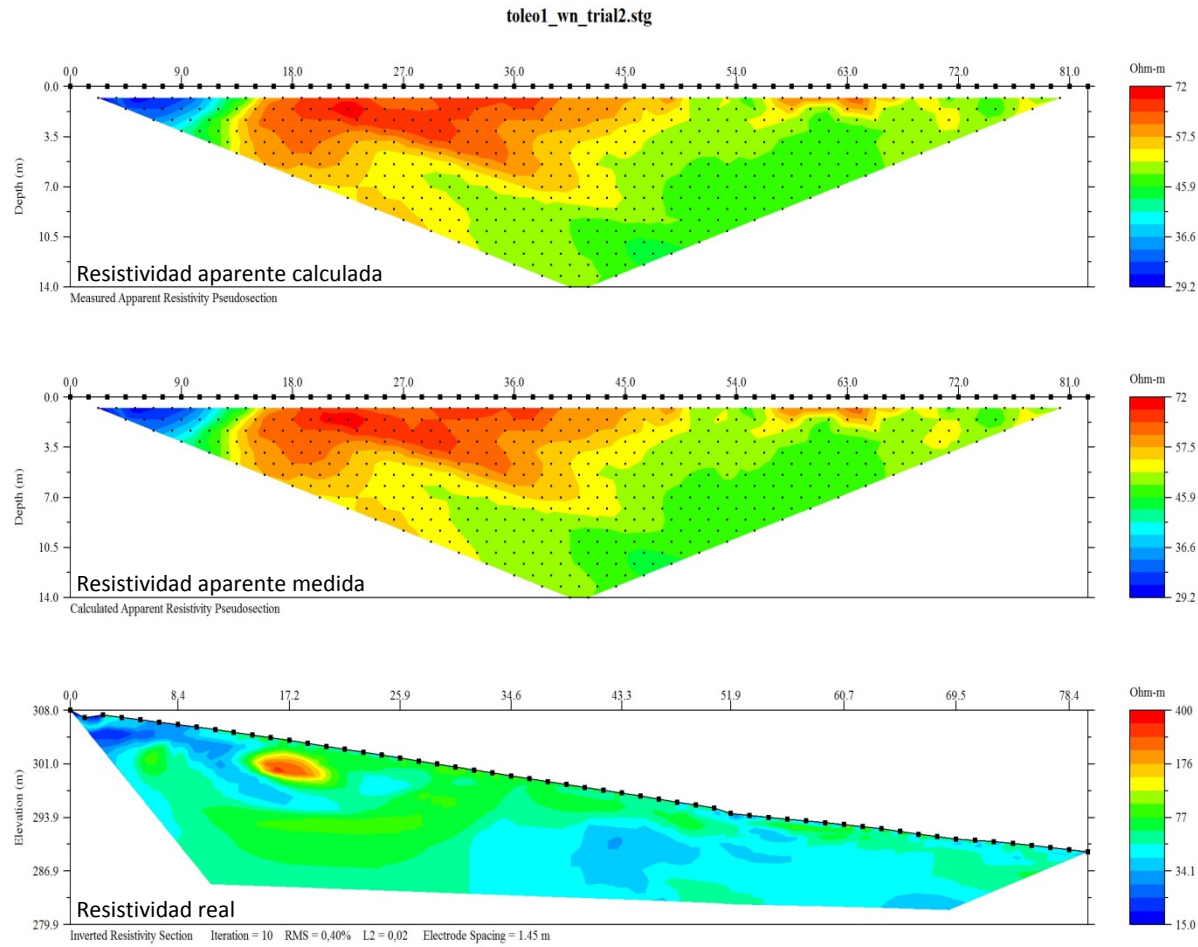
Línea 4

Dispositivo: Dipolo-Dipolo

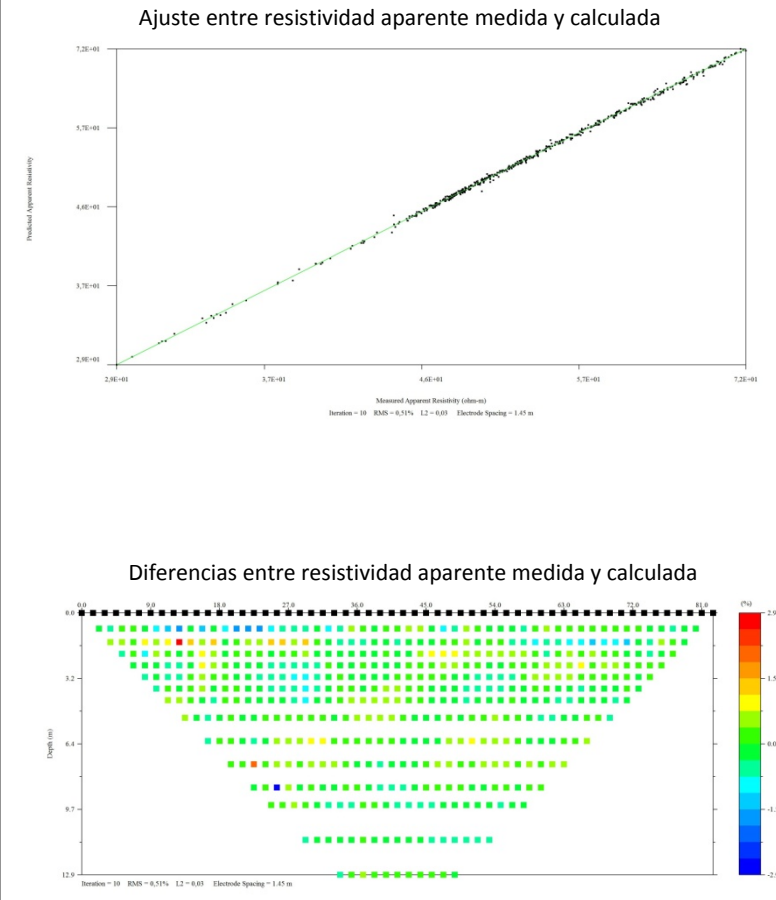
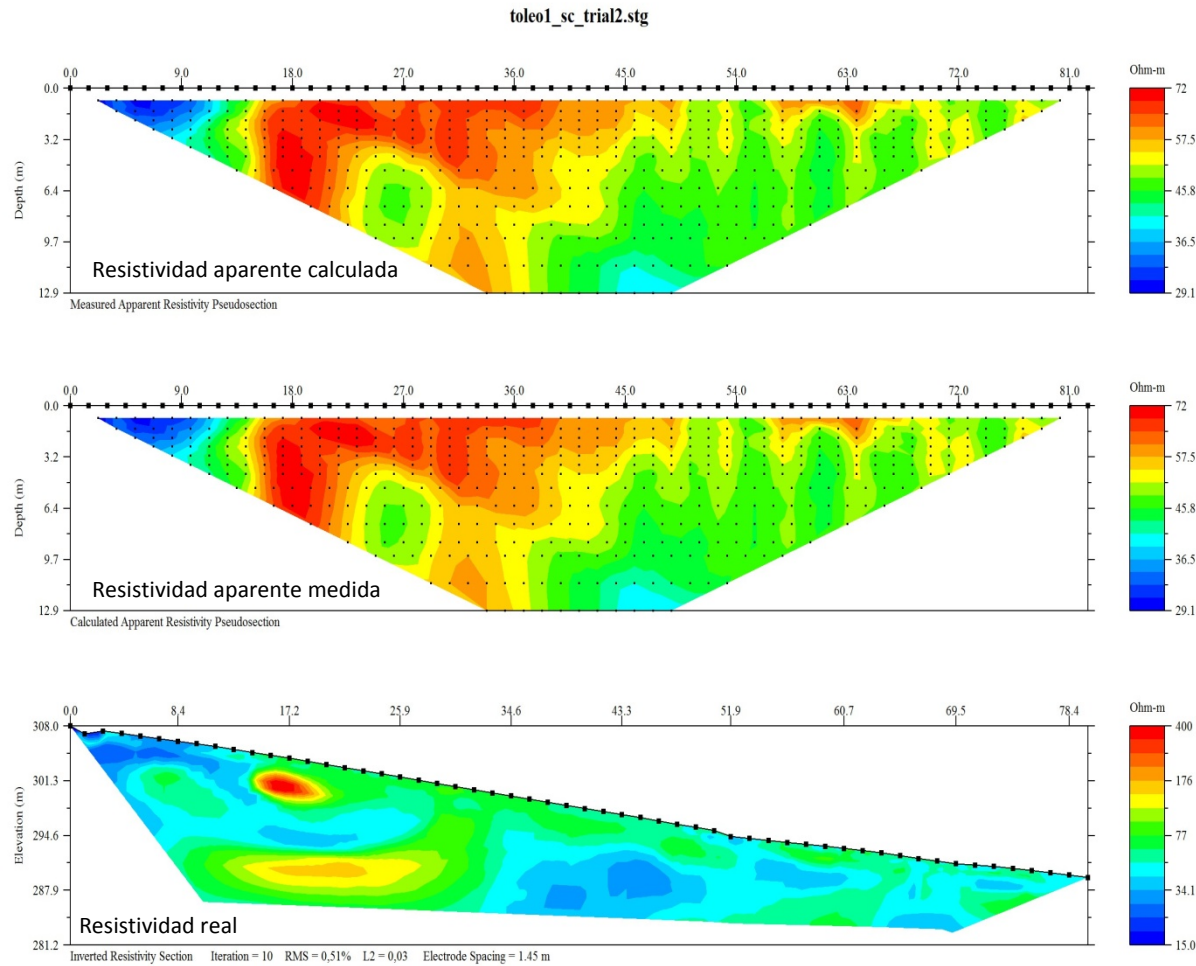
Método de inversión	Smooth Model Inversion
Modelo inicial	Avg. AppRes
Método de modelización directa	Elemento finitos
Factor de suavizado y amortiguamiento	10
Topografía	Sí
Espaciado de electrodos (m)	1
Número de iteraciones	10
Error cuadrático medio (RMS)	1,21%

ANEXO II: MODELOS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

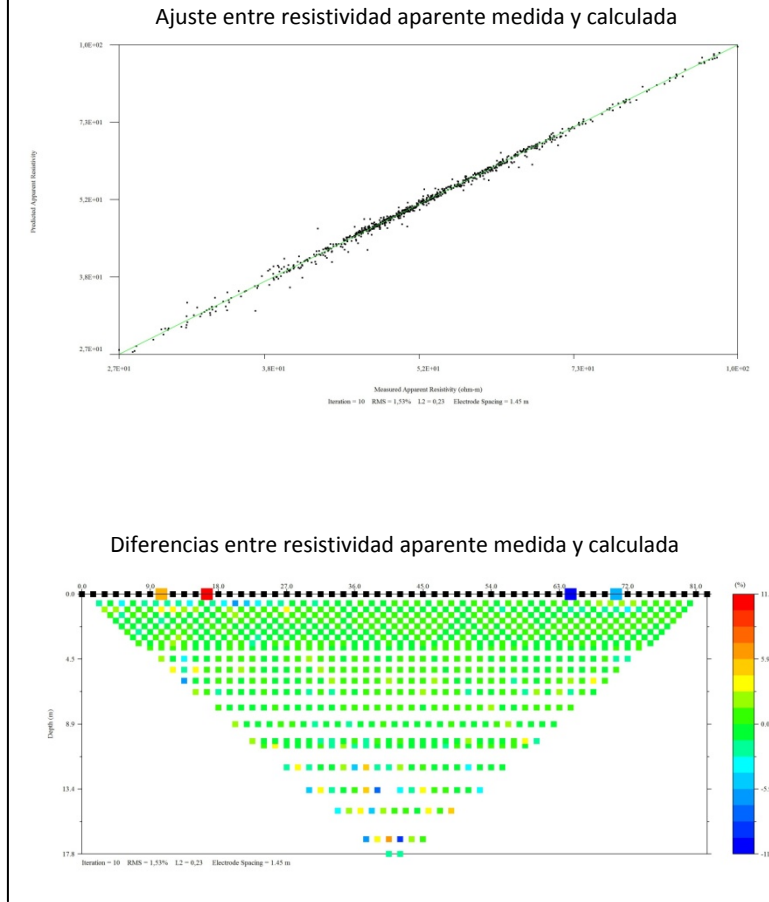
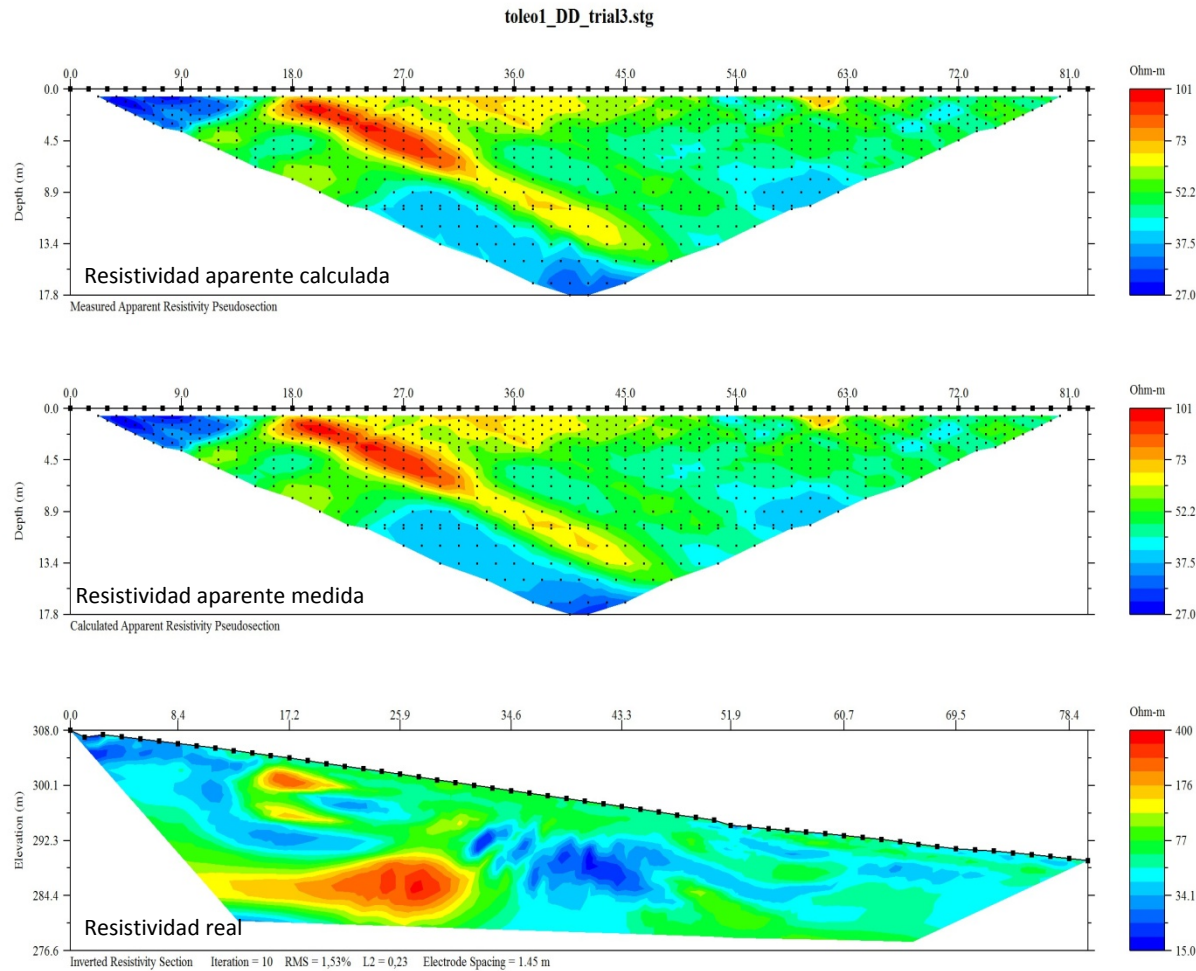
ENSAYO LINEA 2 (WENNER)



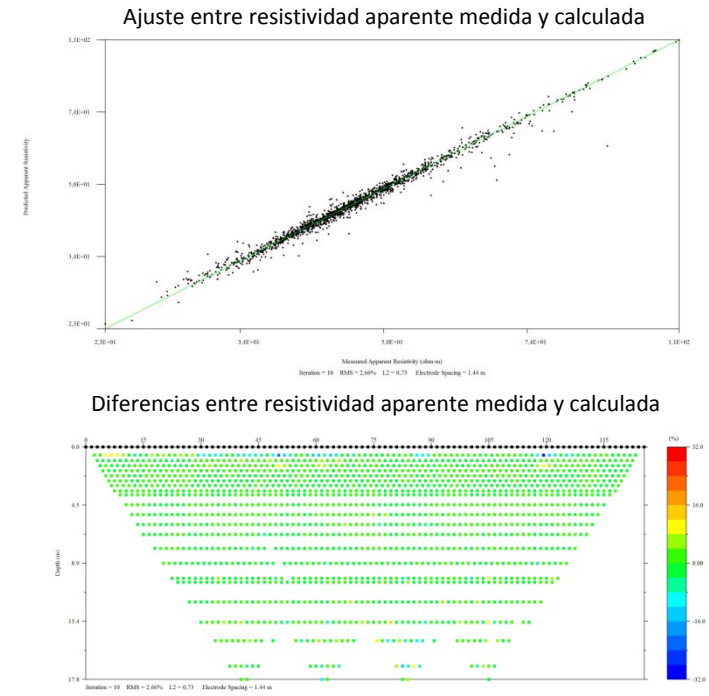
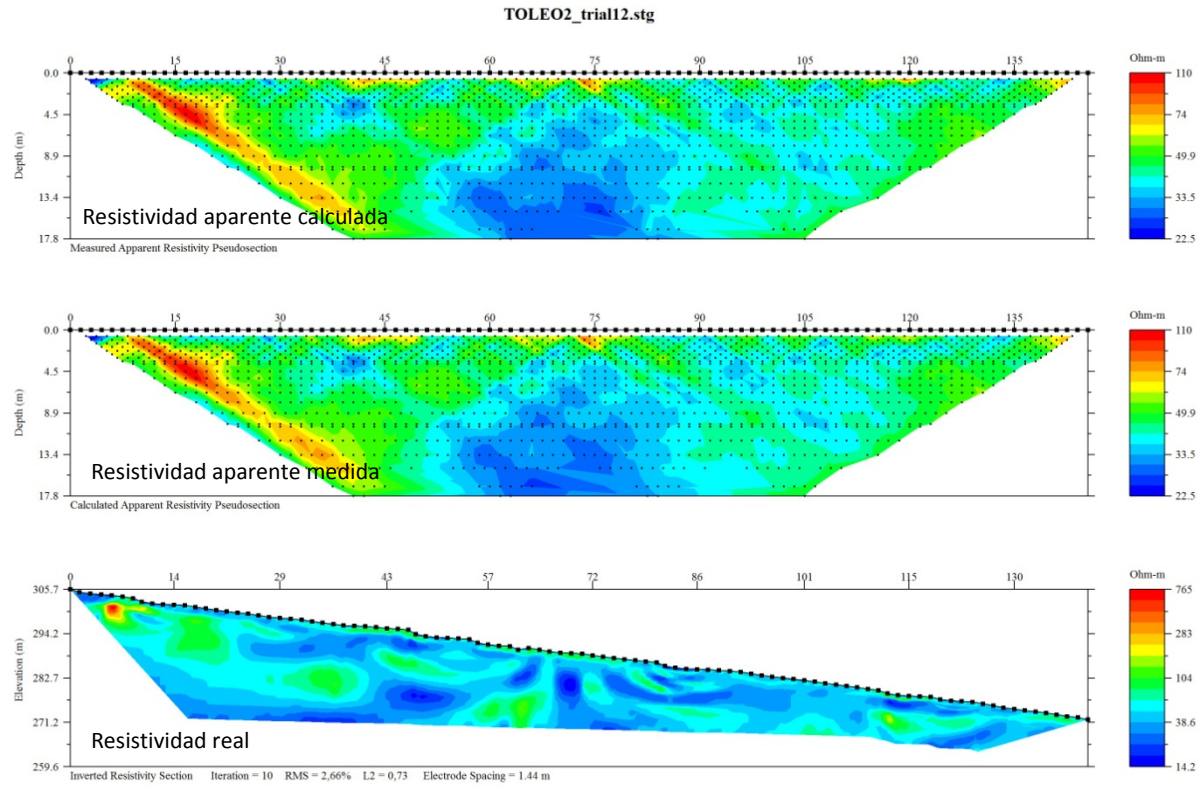
ENSAYO LINEA 2 (SCHLUMBERGER)



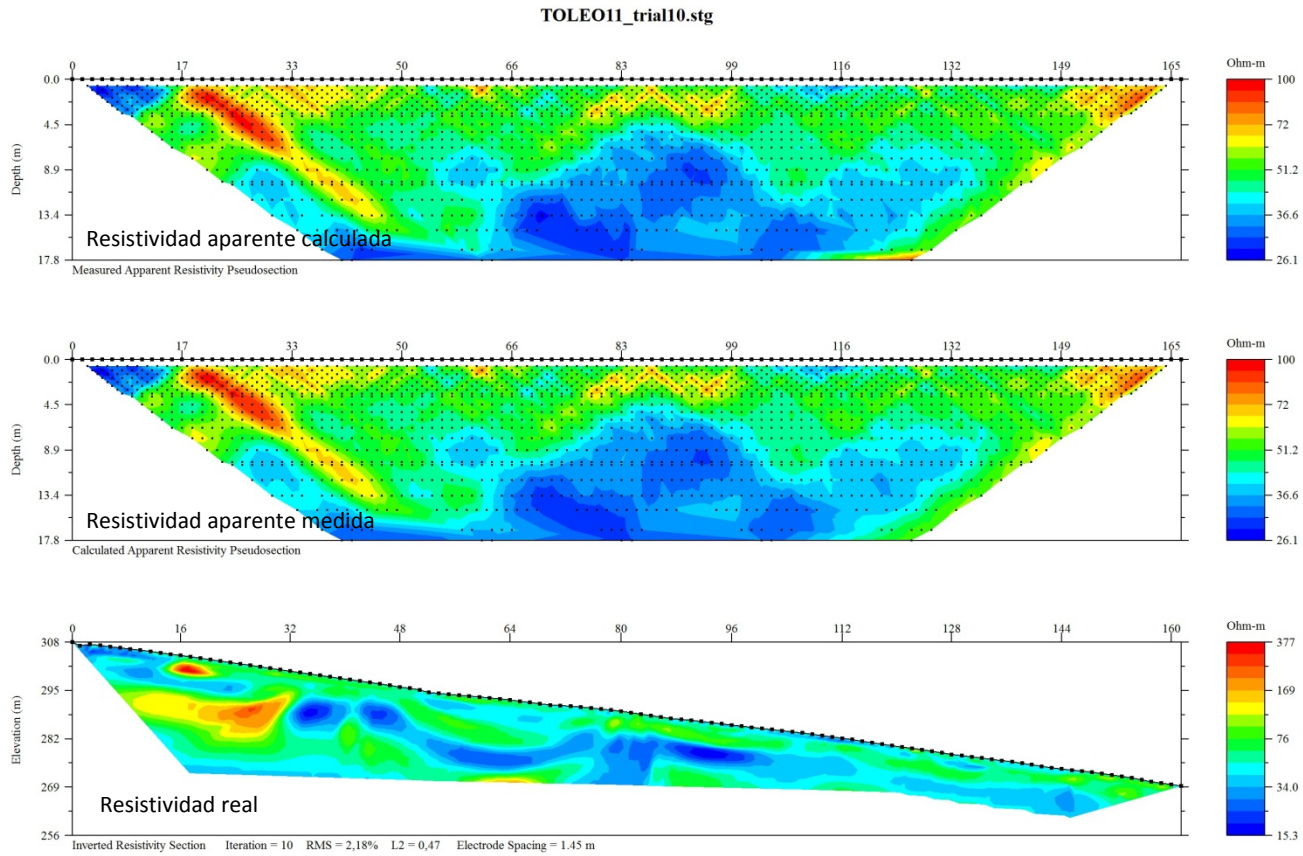
ENSAYO LINEA 2 (DIPOLO-DIPOLO)



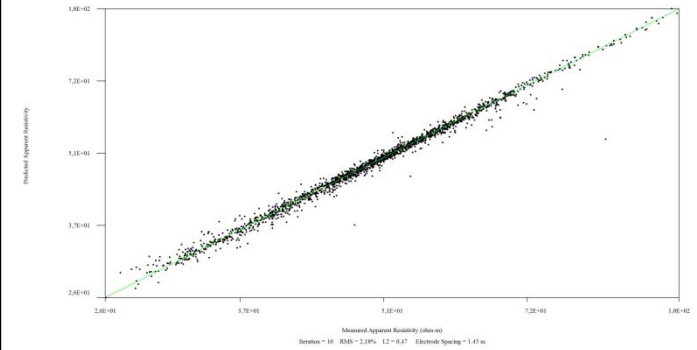
LÍNEA 1 (DIPOLO-DIPOLO)



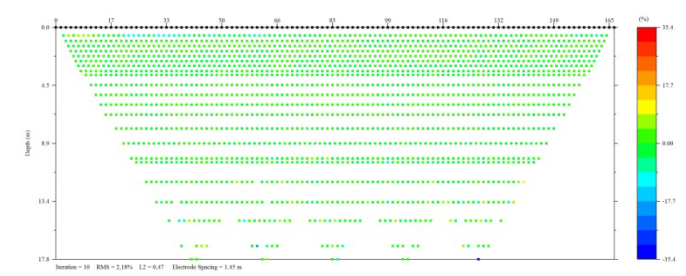
LINEA 2 (DIPOL-DIPOLO)



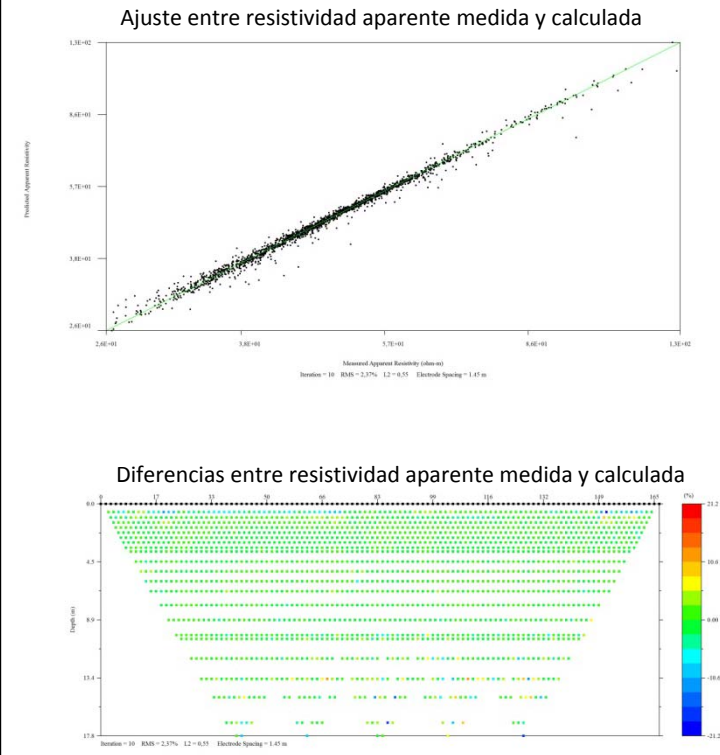
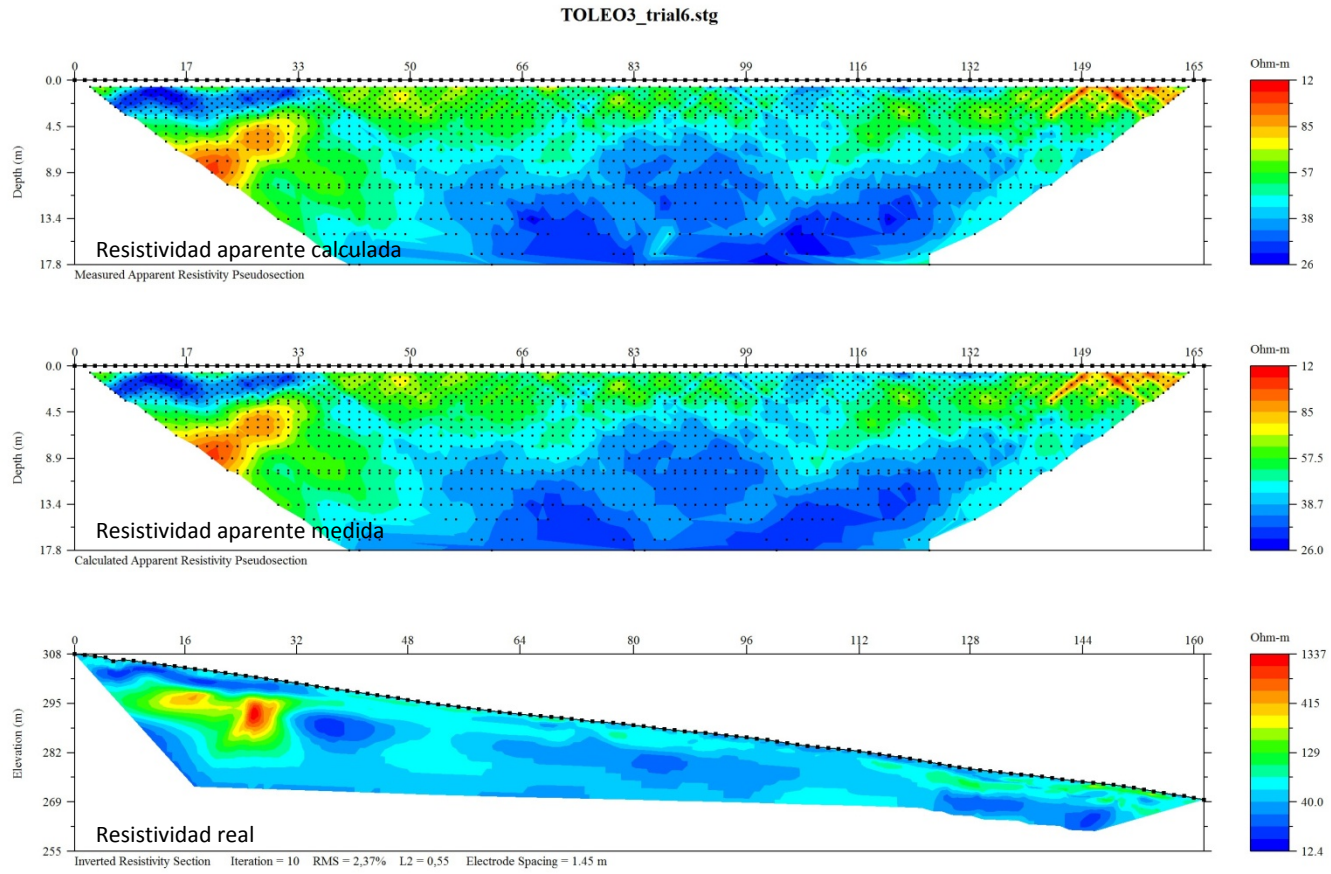
Ajuste entre resistividad aparente medida y calculada



Diferencias entre resistividad aparente medida y calculada



LINEA 3 (DIPOLO-DIPOLO)



LINEA 4 (DIPOLO-DIPOLO)

