

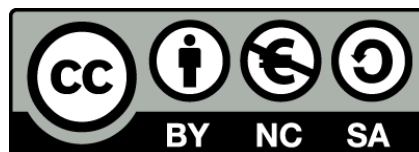


UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Uso de técnicas geofísicas en la planificación y gestión de recursos hídricos subterráneos. Aplicación en acuíferos mediterráneos

Using geophysical techniques in planning and management
of groundwater resources. Application in
Mediterranean aquifers

Alexandre Sendrós Brea-Iglesias



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – Compartir Igual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – Compartir Igual 4.0. España de Creative Commons.**

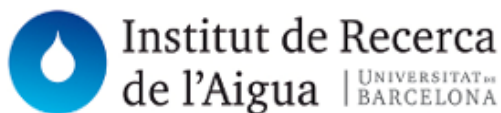
This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License.**

**Programa de Doctorado en Ciències i Tecnologies del Medi
Ambient
Universitat de Barcelona**

**Uso de técnicas geofísicas en la planificación y gestión de recursos
hídricos subterráneos. Aplicación en acuíferos mediterráneos**

*Using geophysical techniques in planning and management of groundwater
resources. Application in Mediterranean aquifers*

Memoria de Tesis Doctoral
presentada por
Alexandre Sendrós Brea-Iglesias
bajo la dirección y supervisión del Dr. Albert Casas Ponsatí y el Dr. Mahjoub Himi
Benomar
Departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada
Facultat de Ciències de la Terra



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Barcelona, julio de 2016

La presente tesis se ha realizado en el departamento de Petrología, Geoquímica i Prospecció Geològica (integrado en el departamento de Mineralogía, Petrología i Geologia Aplicada a partir del segundo trimestre de 2016) de la Universitat de Barcelona, dentro del *Grup de Recerca Consolidat* per la Generalitat de Catalunya en *Geologia Econòmica, Ambiental i Hidrologia* con la financiación de la beca predoctoral de Formación del Personal Investigador FPI (ref. BES-2010-032877) y de los proyectos de investigación en los que se enmarca la tesis “Correlación entre parámetros hidrogeológicos y geofísicos para calibrar la evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos mediante métodos geofísicos” (ref. CGL2009-07025) del Ministerio de Economía y Competitividad y del proyecto “Tratamiento y Reutilización de Aguas Residuales para una Gestión Sostenible” (ref. CSD2006-4) del Plan Nacional I+D 2006-2010. La estancia de investigación en el Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture DIATI del Politecnico di Torino fue financiada a través de la Fundació Bosch i Gimperà de la Universitat de Barcelona y la difusión de los resultados en congresos internacionales también ha sido financiada parcialmente por la Facultat de Geologia de la Univeritat de Barcelona a través del programa *d'Ajuts a la Recerca* de la *Comissió de Recerca* de la facultad y por la European Association of Geoscientists and Engineers EAGE en su programa de ayudas a los jóvenes investigadores de 2011.

Agradecimientos

Aquesta és potser la part més difícil d'escriure del text perquè el meu objectiu és agrair a tothom que m'ha acompanyat i ajudat durant aquest període de la meva formació i no deixar-me a ningú.

Primer de tot vull agrair al Dr. Albert Casas la oportunitat que em va donar d'entrar en el món de la recerca i docència, per facilitar-me sempre l'accés als millors mitjans disponibles per la meva formació i creixement professional, animant-me en la difusió dels resultats de la tesis i a donar classes i per exercir un lideratge actiu en el projecte de tesis. Mil gràcies Albert i que sàpigues que acceptar la teva proposta de presentar-me a la beca FPI de 2010 crec que ha estat de les millors decisions que he pres en la vida.

Agrair al Dr. Mahjoub Himi i al Raúl Lovera per la seva ajuda en el tractament i representació de les dades geofísiques, per estar sempre disposats a acompanyar-me al camp per fer tomografies elèctriques, assaigs d'infiltració, campanyes d'EM... i per ser els millors companys que un pugui tenir per dur a terme un projecte de tesis. També en aquest sentit agrair al Dr. Lluís Rivero, Dr. Xavier Font, Dr. Victor Pinto, Dra. Josefina Tàpies, Dr. Antonio Pulido, Ismael Casado, Pedro Sanz, Helena Gallardo, Gal·la Serra, Helena Ortiz-Quintana, Dr. Xavier Tubau, Juan Moral, Oriol Veres, Dr. David Bosch, Dr. Joan Guimerà, Dr. Jaume Calvet, Yael Díaz, David Gramunt, Lisard Torró i al Jordi Bàguena i Montse Errea la seva ajuda en les campanyes de camp, acompanyant-me i preparant la instrumentació, en la obtenció de les corbes granulomètriques, en l'elaboració de subrutines VBasic, en temes de conversió entre diferents sistemes de coordenades, en la recerca i ús de software per la representació i tractament de dades, en participar activament en les comissions de seguiment i en el tribunal de la tesis, en la superació de temes més "burocràtics" però necessaris per la tesis. Tots vosaltres m'heu ajudat en com, a mínim, algun dels aspectes que he descrit i heu contribuït en tirar aquest projecte endavant.

Al Sergio Valenzuela, Irene Cantarero, Guillem Gisbert, Carmen Aguilar, Eduard Albert, Ander Guinea, Josep M^a Carmona, Diana Puigserver, Gemma Alias, Laura Rossell, Eli Playà i a la resta de professors i companys del Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica de la UB que m'han acompanyat i acollit tan bé durant aquests anys així com a la resta de professors i companys de la Facultat de Geologia.

A l'Enric Queralt, Jordi Massana i Vinyet Solà de la CUADLL i a la Mireia Iglesias, Josep Fraile i Blanca Torras (ACA) per deixar-nos col·laborar i fer-nos partícips del projectes de les bases de recàrrega així com per donar-nos accés a la informació hidrogeològica necessària per tirar endavant el projecte de tesis. També agrair a Margarita Valverde i a tot el personal de la FCIHS el material documental referent als sondeigs mecànics del REPO i a Josep Torrens per la documentació aportada i per tot el coneixement hidrogeològic de la conca de Valls que m'ha transmès.

Vorrei ringraziare il Professore Alberto Godio per avermi dato l'opportunità di fare la mia research stage al Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture del Politecnico di Torino, per la buona accoglienza che mi ha dato e per avere accettato venire a Barcellona per partecipare al tribunale de la tesi di dottorato. In più, ringraziare al Dr. Alessandro Arato chi mi ha fatto sentire a casa sia professionalmente che personalmente e per il loro aiuto a incorporare nuove conoscenze tecniche nel trattamento dei dati. Ringrazio anche il trattamento fenomenale che mi ha dato Paolo Bergamo, Flora Garofalo, Valentina Socco, Steffano Pelassa e gli altri componenti dal Dipartimento con cui ho coinciso in la mia research stage al Politecnico di Torino.

Agrair a tots els professors del Màster universitari: Aigua. Anàlisi Interdisciplinària i Gestió Sostenible edició 2010-2012 els coneixement de caire multidisciplinari que em van transmetre i m'ha ajudat a anar més enllà de la geologia en la redacció de la tesis. També al Lluís Fàbrega, Carlos Saavedra i altres membres d'Iberpotah que m'ha ajudat de manera indirecta a acabar d'incorporar una visió més aplicada al text final de la tesis i als que m'ha ajudat de manera directa donant-me flexibilitat i alhora estabilitat laboral.

A la Fina per escoltar-me sempre que ho necessito i pels seus consells durant tot el període de formació en particular i durant la vida en general. A l'Adri, als dos Josep M^a, Melania, Imma, Carolina i resta de família pels seus ànims.

I per últim a la Claudia, incondicional en el suport i recolzament, consells, revisions, disseny de la portada i la paciència en escoltar una i una altre vegada i fins al final assajar les presentacions sobre els paràmetres de Dar Zarrouk i totes les altres que he fet durant aquesta etapa. Sense tu el meu creixement en aquesta etapa no hagués estat complet, ets la gran dona darrera l'home. T'estimo moltíssim.

En definitiva, Gràcies a tots/es per acompanyar-me i ajudar-me a créixer durant aquest període de la meva formació. Sense vosaltres no hagués estat possible.

Índice

Resumen	1
Abstract	3
1. Justificación y objetivos	7
2. Introducción	13
2.1. Antecedentes	13
2.2. Caracterización de parámetros hidrogeológicos con métodos geofísicos	16
2.2.1. Zona saturada	16
2.2.2. Zona no saturada	18
3. Metodología	23
3.1. Gravimetría	23
3.2. Prospección electromagnética	25
3.3. Prospección eléctrica.....	28
3.3.1. Principio teórico/físico	29
3.3.2. Adquisición SEV	31
3.3.3. Interpretación SEV	32
3.3.4. Adquisición ERT	35
3.3.5. Modelización ERT 2D y 3D.....	39
3.3.6. Limitaciones. Parámetros de Dar Zarrowk	40
3.4. Conductividad hidráulica	42
3.4.1. Concepto y evaluación de la conductividad hidráulica	42
3.4.2. Ensayos granulométricos y formula de Hazen	44
3.5. Tasa de infiltración.....	46
3.5.1. Concepto y cuantificación de la infiltración.....	46
3.5.2. Infiltrómetro de doble anillo.....	47
3.6. Transmisividad hidráulica	49
3.6.1. Definición y evaluación por métodos geoléctricos	49
3.7. Evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos	50
3.7.1. Marco jurídico	50
3.7.2. Concepto y cuantificación de la vulnerabilidad	51
3.7.3. Método AVI. Aproximación geoléctrica	53
4. Resultados y discusión	57
4.1. Sistema acuífero multicapa. Zona de estudio.....	57
4.1.1. Marco geográfico y climático.....	57

4.1.2.	Caracterización hidrológica.....	59
4.1.3.	Geología e hidrogeología	62
4.2.	Sistema acuífero multicapa	66
4.2.1.	Piezometría.....	68
4.2.2.	Sondeos de investigación y pozos	69
4.2.3.	Prospección eléctrica SEV. Adquisición y tratamiento de datos.....	70
4.2.4.	Transmisividad hidráulica	74
4.2.5.	Resistencia transversal (<i>T</i> de Dar Zarrouk).....	75
4.2.6.	Conductancia longitudinal (<i>S</i> de Dar Zarrouk)	77
4.2.7.	Evaluación de la vulnerabilidad	79
4.2.8.	Discusión y conclusiones	81
4.3.	Acuífero libre y balsas de recarga artificial. Zonas de estudio.....	83
4.3.1.	Marco geográfico y climático.....	83
4.3.2.	Marco geológico.....	86
4.3.3.	Contexto hidrogeológico	89
4.3.4.	Problemática hidrogeológica.....	93
4.3.5.	Recarga artificial en el Llobregat	94
4.3.6.	Balsas de recarga artificial de Ca n'Albareda y Sant Vicenç dels Horts.....	96
4.4.	Acuífero libre	99
4.4.1.	Diseño de la campaña de adquisición.....	99
4.4.2.	Problema de equivalencia.....	101
4.4.3.	Tasa de infiltración.....	103
4.4.4.	Geometría del acuífero y potencial de recarga en el meandro	106
4.4.5.	Discusión y conclusiones	110
4.5.	Balsas de recarga artificial	112
4.5.1.	Caracterización geofísica de la zona saturada	113
4.5.2.	Caracterización geofísica de la zona vadosa	118
4.5.3.	Modelo 2D vs secciones del modelo 3D	123
4.5.4.	Estimación de conductividad hidráulica.....	126
4.5.5.	Tasa de infiltración.....	131
4.5.6.	Monitorización de la infiltración.....	134
4.5.7.	Monitorización de la colmatación y el mantenimiento	145
4.5.8.	Discusión y conclusiones	153

5.	Conclusiones finales.....	159
5.1.	Conclusiones	159
5.2.	Conclusions	164
6.	Bibliografía	171
	Anexos.....	185
	Anexo 1. Producción científica	185
	Anexo 2. Cálculo del nivel piezométrico	189
	Anexo 3. Sondeos de investigación y pozos	191
	Anexo 4. Modelos SEV.....	192
	Anexo 5. <i>T</i> de Dar Zarrouk	201
	Anexo 6. <i>S</i> de Dar Zarrouk.....	205
	Anexo 7. Tiempos de tránsito	207
	Anexo 8. Concentración nitratos vs <i>S</i> de Dar Zarrouk.....	208
	Anexo 9. Cálculo de resistividad en perfiles ERT paramétricos.....	209
	Anexo 10. Secciones geoelectricas meandro de Ca n' Albareda	212
	Anexo 11. Comparación resultados de inversión.....	217
	Anexo 12. Secciones geoelectricas balsa de Ca n' Albareda	219
	Anexo 13. Curvas granulométricas balsa de Ca n' Albareda	227
	Anexo 14. Perfiles time-lapse recarga balsa de Ca n' Albareda	237
	Anexo 15. Caracterización geolétrica inicial balsa Sant Vicenç	240

Lista de figuras

Figura 3.1. Esquema general del campo electromagnético. Modificado de Reynolds (2011)	26
Figura 3.2. Instrumento Geonics EM-31 durante la adquisición descrita en el apartado 4.5.....	27
Figura 3.3. Valores de resistividad eléctrica de diferentes rocas y minerales (Orellana, 1982)..	29
Figura 3.4. Líneas equipotenciales y líneas del flujo. En el plano vertical de los electrodos (izquierda) y en el plano horizontal de la superficie del terreno (derecha). A y B indican la posición de los electrodos y O el punto de atribución de la medida. Modificado de Dobrin y Savit (1988).....	31
Figura 3.5. Distribución en el campo del dispositivo Schlumberger	32
Figura 3.6. Diagrama de flujo de la resolución del problema inverso	33
Figura 3.7. Izquierda: datos (puntos amarillos) y curva del modelo (en negro) del SEV 10 (Apartado 4.2). Derecha: modelo de resistividades eléctricas reales del subsuelo obtenido con la curva del modelo del SEV 10.....	34
Figura 3.8. Vista del ajuste interactivo de los parámetros del modelo en RESIX Plus.....	35
Figura 3.9. Esquema de la posición de los electrodos en un dispositivo Wenner-Schlumberger y el valor de su factor geométrico k. Modificado de Gabàs (2003)	36
Figura 3.10. Esquema de la construcción de una pseudosección eléctrica para un dispositivo Wenner-Schlumberger de 15 electrodos	37
Figura 3.11. Fotografía del equipo de tomografía eléctrica SYSCAL PRO con el que se ha realizado la adquisición de datos geoelectrónicos en la Cubeta de Abrera y en la Vall Baixa del Llobregat. Dónde: 1- Unidad central, 2- Electrodo, 3- Cables de conexión SYSCAL PRO-electrodos. Fotografía realizada Gal·la Serra [5 de marzo de 2012].....	37
Figura 3.12. Vista de la interfaz gráfica de los softwares empleados para la creación de secuencias de adquisición (imágenes de la parte superior) y para descarga de la información de campo (imagen inferior)	38
Figura 3.13. Esquema de la colocación del dispositivo de tomografía eléctrica en malla de serpiente para la toma de datos de resistividad eléctrica donde los electrodos están representados con puntos rojos	38
Figura 3.14. a): Datos (puntos amarillos) y curva modelo (en negro) del SEV 10 (izquierda) y modelos de resistividad eléctrica posibles con la curva del SEV 10 (derecha). b): Relación entre los grosores y los valores de resistividad eléctrica equivalentes de una de las capas del SEV 10.....	41
Figura 3.15. Parámetros de Dar Zarrouk.....	42
Figura 3.16. Batería de tamices usada para obtener las curvas granulométricas. Fotografía de R. Lovera	45
Figura 3.17. Izquierda: Curvas de Breddin y tabla con las clases de terreno según las curvas (Custodio y Llamas, 2001). Derecha: Tabla con clasificación del tipo de acuífero y de la conductividad hidráulica. Modificada de Custodio y Llamas (2001)	45
Figura 3.18. a): Esquema de las direcciones de flujo del agua cuando se realiza el ensayo de infiltración con el infiltrómetro de Munz. b): Efecto de la diferencia de niveles del agua entre ambos anillos, donde h=altura de columna de agua. Modificado de Ibáñez <i>et al.</i> , (2010) ..	48
Figura 3.19. Fotografía del infiltrómetro de doble anillo durante la realización de los ensayos de infiltración. A la izquierda proceso de inca de los dos cilindros al terreno, a la derecha obtención de medidas. Fotografías realizadas el 5 de marzo de 2012	48

Figura 3.20. Relación entre la T de Dar Zarrouk y la Transmisividad hidráulica en acuíferos de tipo granular (izquierda, modificado de Soupios <i>et al.</i> (2007)) y en acuíferos con circulación del agua tipo acuífero kárstico (derecha, modificado de Batte <i>et al.</i> (2010))	50
Figura 3.21. Relación entre el tiempo de tránsito y la conductancia longitudinal unitaria S . Modificado de Kalinski <i>et al.</i> (1993)	54
Figura 4.1. Mapa de localización de la zona de estudio	58
Figura 4.2. Medias mensuales de temperatura y precipitación en la estación de Tarragona-Reus/Aeropuerto para el período 1981-2010. Modificado de AEMet (2012)	59
Figura 4.3. Vista del río Francolí. Fotografía efectuada por A. Sendrós en el puente de la carretera C-37 (PK 4+300) [Octubre 2011]	60
Figura 4.4. Puntos de extracción de agua subterránea para el abastecimiento y para usos industriales. Modificado de ACA (2004a)	61
Figura 4.5. Vista de la empresa metalúrgica Armanifer (parte superior) y vista de la empresa química Valls Química (parte inferior). Fotografías efectuadas por A. Sendrós desde la carretera del Pla, 277 [Octubre 2011]	62
Figura 4.6. Mapa de anomalías gravimétricas residuales (valores en mGal) de la fosa del Camp de Tarragona sobreimpuesto al esquema geológico de la zona (parte superior). Perfil geológico I-I' (parte inferior). Modificado de Guimerà (1988)	63
Figura 4.7. Afloramiento de conglomerados del Pleistoceno. Fotografía efectuada por C. Rovira cerca de l'Ermita del Remei [Octubre 2011]	64
Figura 4.8. Mapa con las unidades hidrogeológicas de la zona de estudio. Modificado de ICC (2003)	65
Figura 4.9. Distribución espacial de la información usada en el estudio	67
Figura 4.10. Mapa piezométrico de la zona de estudio. En negro: valores puntuales de cota piezométrica, en rojo: el resultado de la interpolación y en azul: representación de las líneas de flujo. Valores expresados en msnm	69
Figura 4.11. Ejemplos de información litológica recopilada. Columna litológica de un sondeo efectuado por el MOP (1971) (izquierda), de uno proporcionado por al ACA (parte central) y de un sondeo en el Campo de Aviación de Valls (izquierda)	70
Figura 4.12. Condiciones iniciales usadas para la inversión de los datos de resistividad eléctrica aparente del SEV BC-58. Columna litológica del sondeo 46 del MOP (1971) con la delimitación de niveles (izquierda) usada para definir los parámetros iniciales del SEV ubicado más próximo al sondeo (derecha)	71
Figura 4.13. Típicas curvas de campo obtenidas en la Cuenca de Valls	72
Figura 4.14. Perfiles de resistividad eléctrica realizados a partir de 39 modelos SEV. Las tonalidades rojizas indican resistividades eléctricas altas y las azules resistividades eléctricas bajas	73
Figura 4.15. Mapa de transmisividades hidráulicas de la zona estudiada. Modificado de IGME (1986)	74
Figura 4.16. Esquema del cálculo efectuado para la obtención de los parámetros S y T de Dar Zarrouk	75
Figura 4.17. Mapa de isolíneas con las T de Dar Zarrouk de la zona de estudio	76
Figura 4.18. Mapa de contorno elaborado con los valores de resistencias transversales (T Dar Zarrouk) de la zona de estudio superpuesto a una simplificación del mapa de Transmisividad hidráulica (T) elaborado por el IGME (1986)	77

Figura 4.19. Mapa de isolíneas elaborado con los valores de conductancia longitudinal (S Dar Zarrouk) de la zona de estudio	78
Figura 4.20. Mapa de zonas declaradas vulnerables a la contaminación por nitratos en Cataluña. Modificado de GESFER (2012).....	79
Figura 4.21. Método AVI modificado por Kalinski <i>et al.</i> , (1993) aplicado a la zona de estudio. Los círculos negros representan los datos de concentración de nitratos en los pozos de la red de control del ACA (período octubre-noviembre de 2011).	80
Figura 4.22. Mapa de localización de las zonas de estudio. A: Meandro y balsas de Ca n' Albareda y B: balsas de Sant Vicenç	84
Figura 4.23. Medias mensuales de temperatura y precipitación en la estación del Prat de Llobregat/Aeropuerto para el período 1981-2010. Modificado AEMet (2012).....	85
Figura 4.24. Contexto geológico de las zonas de estudio. Dónde A: Meandro y balsas de Ca n' Albareda y B: Balsas de Sant Vicenç. Modificado de ICGC (2003).....	86
Figura 4.25. Mapa geológico e hidrogeológico simplificado (parte superior) y corte geológico A-A' (parte inferior) de la Cubeta de Sant Andreu en la zona de estudio. Modificado de ICGC (2006).....	87
Figura 4.26. Mapa geológico e hidrogeológico simplificado (parte superior) y corte geológico (parte inferior) de la Vall Baixa en la zona de estudio. Modificado de ICGC (2006)	88
Figura 4.27. Área hidrogeológica del Llobregat y su delta. Dónde A: meandro y balsas de Ca n' Albareda y B: balsas de Sant Vicenç. Modificado de ACA (2013).....	90
Figura 4.28. Mapa hidrogeológico de la Cubeta d'Abdera. Dónde A: indica la posición del meandro de Ca n' Albareda. Modificado de ICGC (2006).....	91
Figura 4.29. Situación de las experiencias de recarga artificial en el Llobregat. Modificado de Ortuño <i>et al.</i> (2009).....	95
Figura 4.30. Fotografía de las balsas de Ca n' Albareda (CRCRLI, 2015). Balsa de decantación (1) y balsa de infiltración (2).....	97
Figura 4.31. Fotografía de la balsa de decantación (izquierda) y de la zona de entrada de agua en la balsa de infiltración (derecha). Cubo de hormigón en la zona de entrada de agua para repartir el agua y evitar la sobreexcavación del terreno (1), estructura (2) y boya (3) del sistema que controla el nivel en la balsa, localización del rebosadero de infiltración (4) y del de seguridad (5) Fotografías efectuadas por Gal·la Serra en Castellbisbal [22 de mayo de 2012]	98
Figura 4.32. Distribución espacial de la información usada en el presente apartado.....	100
Figura 4.33. Curvas SEV tipo adquiridas en el meandro de Ca n' Albareda.....	102
Figura 4.34. Modelos equivalentes del VES 8 (izquierda) y del VES 11 (derecha)	102
Figura 4.35. Gráficos de dispersión con los valores de resistividad y potencia equivalente de la capa 2 del VES8 y VES11. La recta y ecuación en negro corresponden a un ajuste lineal y a su factor de correlación R^2 y en azul se representa un ajuste de tipo potencial	103
Figura 4.36. Fotografía del ensayo de infiltración con el infiltrómetro de doble anillo (izquierda) y del perfil ERT (derecha) realizados en el punto 1. Fotografías realizadas el 5 de marzo de 2012.....	104
Figura 4.37. Ubicación de los ensayos de infiltración realizados en la unidad hidrogeológica de la Cubeta de Sant Andreu. Mapa base modificado de ICGC (2006)	105
Figura 4.38. Relación lineal entre la resistividad eléctrica y tasa de infiltración en la Cubeta de Sant Andreu. Se representa en un gráfico logarítmico para mejorar la visualización de la relación entre la recta (negro) y los puntos empíricos (lila).....	106

Figura 4.39. Secciones de resistividad eléctrica invertidas P1 y P7 (parte inferior) y su interpretación hidrogeológica (parte superior).....	107
Figura 4.40. Geometría de la base de la formación acuífera en el meandro de Ca n'Albareda obtenido a partir de datos de ρ y de la información de sondeos y pozos. Distancias en m	109
Figura 4.41. Esquema de cálculo usado para obtener los valores de T de Dar Zarrouk con Surfer 10. Dónde WT representa la posición del nivel freático	109
Figura 4.42. Distribución del parámetro T de Dar Zarrouk en el meandro de Ca n'Albareda. En morado se muestra la ubicación actual de la balsa de infiltración	110
Figura 4.43. Columna litológica (derecha) y fotografías del testimonio continuo (izquierda) del sondeo S2 perforado cerca de la balsa de infiltración.....	114
Figura 4.44. Situación de las balsas de recarga de Ca n'Albareda y localización de los perfiles de tomografía eléctrica y sondeos.....	115
Figura 4.45. Secciones geoelectricas P5 y P6 (P5a y P6a) y su interpretación en forma de sección geológica (P5b y P6b). En la parte inferior de la figura se muestra la escala de valores de resistividad eléctrica, la leyenda de los cortes geológicos y el criterio seguido para pasar de secciones geoelectricas a geológicas (flechas negras)	116
Figura 4.46. Modelo 3D de una parte de la balsa de recarga obtenido mediante inversión con el <i>software</i> ERTLab. En la imagen de la derecha se representan cortes longitudinales de distribución de resistividad; uno central de orientación E-W, situado entre las secciones P5 y P6 y tres cortes perpendiculares de orientación N-S.....	117
Figura 4.47. Distribución de las medidas de conductividad eléctrica adquiridas en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda.....	118
Figura 4.48. Mapas de isoconductividades obtenidos con la interpolación de los resultados de la campaña con el EM-31. La imagen superior corresponde a los datos de DV (6 metros de profundidad) y la inferior a los datos adquiridos con la configuración de DH (3 metros de profundidad). Se presenta también una de las tomografías eléctricas adquiridas en el margen sud (apartado 4.4.1).....	120
Figura 4.49. Distribución de los perfiles ERT adquiridos en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda.....	121
Figura 4.50. Vista general de la ejecución de las calicatas en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda. Fotografía cedida por CUACSA [mayo de 2010]	122
Figura 4.51. Detalle de dos de las calicatas excavadas en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda. Fotografía de base cedida por CUACSA [mayo de 2010]	123
Figura 4.52. Sección geoelectrica obtenida a partir de la inversión de los datos del perfil ERT P1 de la balsa de Ca n'Albareda y su interpretación hidrogeológica	123
Figura 4.53. <i>Resistivity depth-slides</i> obtenidos a partir de la inversión de 38 perfiles ERT e interpretación hidrogeológica de la campaña ERT en la balsa de Ca n'Albareda	124
Figura 4.54. Comparación entre los resultados de la inversión en 2D y la sección de una inversión 3D de los P19 (parte inferior) y P5 (parte superior).....	125
Figura 4.55. Ubicación de los sondeos y puntos de muestreo en superficie	126
Figura 4.56. Columna estratigráfica del sondeo S2 y resultados de los cálculos de permeabilidad hidráulica obtenidos a partir de los ensayos granulométricos de las muestras señaladas a lo largo de la vertical del sondeo, con su respectiva atribución del tipo de acuífero según Hazen y de clase de terreno de Breddin	127
Figura 4.57. Fotografías de los trabajos de perforación de los sondeos CA1 y CA2 ejecutados en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda [8 de junio del 2011]	128

Figura 4.58. Secciones geoelectricas P2 y P16 con la posición de los sondeos CA2 y CA1	129
Figura 4.59. Columna estratigráfica del sondeo CA1 (izquierda) y del sondeo CA2 (derecha) y resultados de los cálculos de permeabilidad hidráulica obtenidos a partir de los ensayos granulométricos de las muestras señaladas a lo largo de la vertical del sondeo	131
Figura 4.60. Ortofotografía (ICGC 2016) con la ubicación de los ensayos de infiltración y de la excavación piloto en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda	132
Figura 4.61. Imagen 3D con los valores de resistividad obtenida con la inversión de 38 perfiles ERT en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda. Distancias en metros	133
Figura 4.62. Secciones geoelectricas P2 y P16 con la posición de los ensayos It1 e It2	133
Figura 4.63. Secciones geoelectricas obtenidas con la inversión 3D de 38 perfiles ERT en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda y posición de los ensayos de infiltración realizados. Distancias en metros	134
Figura 4.64. Detalle de la unión entre la conexión del cable de adquisición y el electrodo de hierro corrugado (izquierda) y de la línea de adquisición ERT elevada cerca de 1 metro respecto a la superficie de la balsa de infiltración (derecha).....	135
Figura 4.65. Ortofotografía (ICGC 2016) con la ubicación de la adquisición ERT time-lapse y de la excavación piloto en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda. Se indica la posición del electrodo 1 (E1) y del electrodo 48 (E48).....	137
Figura 4.66. Estado de la superficie de la balsa de infiltración durante la adquisición del primer perfil (P1) y durante la adquisición del último (P21).....	137
Figura 4.67. Sección geoelectrica P3 time-lapse. Los valores de resistividad se representan en forma de variación porcentual respecto a la sección P1.....	137
Figura 4.68. Sección geoelectrica P5 time-lapse. Los valores de resistividad se representan en forma de variación porcentual respecto a la sección P1.....	138
Figura 4.69. Sección geoelectrica P6 time-lapse con la interpretación de la base del nivel geoelectrico superior (línea negra discontinua). Los valores de resistividad se representan en forma de variación porcentual respecto a la sección P1.....	138
Figura 4.70. Sección geoelectrica P21 time-lapse con la interpretación de la base del nivel geoelectrico superior (línea negra discontinua). Los valores de resistividad se representan en forma de variación porcentual respecto a la sección P1.....	139
Figura 4.71. Ortofotografía (ICGC, 2016) con la ubicación de las adquisiciones ERT time-lapse en la balsa de infiltración de Sant Vicenç	140
Figura 4.72. Secciones geoelectricas P2B (superior), P7 (central) y P8 (inferior). La línea discontinua negra divide las 2 unidades geoelectricas interpretadas	141
Figura 4.73. Resultados de las adquisiciones ERT time-lapse P1-P8 de mayo de 2011 en la balsa de Sant Vicenç. A la derecha se indica el tiempo transcurrido entre adquisiciones y los valores de resistividad de las secciones P2-P8 se representan en forma de variación porcentual respecto a la sección P1	142
Figura 4.74. Sección geoelectrica adquirida antes de la entrada de agua en la balsa (superior), de la misma adquirida con la balsa inundada (central) y de la variación de porcentual resistividad entre la adquisición en seco y con la balsa inundada (inferior)	145
Figura 4.75. Ejemplos de colmatación de tipo biológico (izquierda) y colmatación de tipo físico (derecha) en la balsa de infiltración de Sant Vicenç. Fotografías tomadas el 3 de mayo de 2013 y el 13 de mayo de 2011 respectivamente por A. Sendrós	146
Figura 4.76. Localización de los perfiles ERT adquiridos en la balsa de Sant Vicenç. Imagen de base correspondiente al vuelo del 2010 (ICC, 2010)	147

Figura 4.77. Estado de la superficie de la balsa de infiltración de Sant Vicenç antes de realizar cada una de las cuatro campañas de adquisición ERT. El rectángulo naranja señala el mismo punto de referencia en las cuatro instantáneas. Fotografías tomadas por A. Sendrós.....	147
Figura 4.78. Resultados de las secciones ERT P3 y P5 adquiridas en la balsa de infiltración de Sant Vicenç el 6 de abril de 2011.....	148
Figura 4.79. Sección geoelectrica P3 (parte superior) y su interpretación hidrogeológica (parte inferior)	149
Figura 4.80. Sección geoelectrica P1 adquirida en enero de 2012 (parte superior), adquirida en febrero de 2013 (parte media) y variación porcentual de ρ_{real} entre las dos secciones	150
Figura 4.81. Variación porcentual de los valores de ρ_{real} de los perfiles ERT adquiridos la cuarta campaña (septiembre de 2013) respecto a los de la tercera campaña (febrero de 2013) ...	151
Figura 4.82. Sección geoelectrica P1 adquirida en enero de 2012 (parte superior), adquirida en septiembre de 2013 (parte media) y variación porcentual de ρ_{real} entre las dos secciones	152
Figura A9.1. Secciones geoelectricas obtenidas en cada uno de los puntos donde se ha realizado un ensayo de infiltración en la Cubeta de Sant Andreu	210
Figura A10.1. Localización de los perfiles ERT adquiridos en el meandro de Ca n'Albareda	212
Figura A11.1. Secciones geoelectricas correspondientes al perfil P5 obtenidas con el programa RES2DINV mediante diferentes métodos de inversión: interpolación por mínimos cuadrados (parte superior), inversión con suavizado- <i>smoothing</i> (parte media) e inversión robusta- <i>robust</i> (parte inferior).....	217
Figura A11.2. Secciones geoelectricas correspondientes al perfil P6 obtenidas con el programa RES2DINV mediante diferentes métodos de inversión: interpolación por mínimos cuadrados (parte superior), inversión con suavizado- <i>smoothing</i> (parte media) e inversión robusta- <i>robust</i> (parte inferior).....	218

Lista de tablas

Tabla 3.1. Valores típicos de conductividad hidráulica en sedimentos no consolidados (Coduto <i>et al.</i> , 2010).....	43
Tabla 4.1. Grados de vulnerabilidad según el método AVI	80
Tabla 4.2. Parámetros usados y T de Dar Zarrouk calculados para los modelos equivalentes de la capa 2 del VES 8 (izquierda) y VES 11 (derecha).....	103
Tabla 4.3. Resultados de los ensayos de infiltración y de los valores de resistividad representativos de cada uno de los puntos ensayados	105
Tabla 4.4. Valores de k calculados con la fórmula de la Hazen en las muestras de los sondeos CA1 y CA2. En gris se resaltan los valores de la zona definida como la más permeable de la ZNS	130
Tabla A2.1. Valores piezométricos usados para la elaboración del mapa piezométrico de la Cuenca de Valls.	189
Tabla A3.1. Inventario de sondeos de investigación y pozos de la zona de estudio	191
Tabla A5.1. Valores de la T de Dar Zarrouk calculados para los modelos SEV del estudio, evaluados desde la cota piezométrica hasta los 100 m de profundidad. También se incluye la posición aproximada de los SEV y el error cuadrático medio del modelo	202

Tabla A6.1. Valores de la S de Dar Zarrouk calculados para los modelos SEV del estudio, evaluados desde la cota del terreno hasta el nivel piezométrico	206
Tabla A7.1. Valores de tiempo de tránsito calculados con la ecuación de la recta de Kalinski <i>et al.</i> (1993).....	207
Tabla A8.1. Concentración de nitratos en los puntos de la red de control del ACA (oct.-nov. de 2011) y valor del parámetro S calculado con la rutina del Anexo 6	208

Resumen

La presente tesis tiene como objetivos el desarrollo, aplicación, calibración y validación del uso de información geofísica para la gestión, la caracterización y el estudio de la vulnerabilidad a la contaminación de los recursos hídricos subterráneos, planteando la eficiente integración de toda la información disponible.

El proyecto de tesis ha desarrollado nuevas metodologías de aplicación de diferentes técnicas no destructivas (geofísicas) y ha validado la interpretación de los resultados obtenidos como apoyo para delimitar las zonas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos, así como para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos, facilitando la protección y el control de las zonas más sensibles. Las principales fortalezas de las metodologías desarrolladas son su rapidez, resolución y la favorable relación coste/beneficio. Para ello se ha planteado el uso combinado de técnicas geofísicas ampliamente difundidas y contrastadas, como son la tomografía de resistividad eléctrica (ERT), los sondeos eléctricos verticales (SEV) y la gravimetría, con los generalmente más invasivos y costosos, pero siempre necesarios, métodos de caracterización directa clásicos (sondeos y piezómetros de investigación, ensayos de bombeo e infiltración y ensayos de laboratorio).

Para validar las metodologías, éstas se han aplicado a distintos tipos de acuíferos, con diferentes problemáticas a tratar y distintas escalas y estrategias de trabajo. Los casos de aplicación se han seleccionado porque ocupan y preocupan en la actualidad a los gestores locales de aguas subterráneas.

El primer caso de aplicación estudiado es la Cuenca de Valls. El comportamiento de las aguas subterráneas en esta zona se puede asimilar al de un sistema acuífero multicapa. En la cuenca de Valls se ha realizado un estudio cuantitativo y cualitativo de las aguas subterráneas en una zona declarada vulnerable a la contaminación de las aguas subterráneas, con una escala de trabajo regional (kilométrica), a partir de la reinterpretación de información ya existente.

El tratamiento específico efectuado a datos de sondeos eléctricos verticales y su reinterpretación, apoyada en los datos de pozos disponibles, ha permitido también caracterizar a escala regional las características hidráulicas del sistema acuífero y la vulnerabilidad a la contaminación del mismo a través de la zona no saturada. Los métodos geofísicos han mostrado su utilidad en esta aplicación, proporcionado información muy valiosa de forma no destructiva, es decir sin necesidad de realizar nuevas perforaciones en el terreno que podrían actuar como vías preferentes para el paso de contaminantes hacia el acuífero.

En el segundo y tercer caso de aplicación, Cubeta d'Abbrera y Vall Baixa del Llobregat, el estudio también ha sido cuantitativo y cualitativo pero en este caso el comportamiento de las aguas subterráneas estudiadas se puede asimilar al de un acuífero libre. En estas zonas, el estudio se ha realizado a una escala intermedia (centenares de metros en el meandro de Ca n'Albareda) y local (métrica para las balsas de recarga artificial). En la Cubeta de Abbrera y la Vall Baixa el trabajo se ha centrado en recopilar información preexistente (ya que se trata de una de las zonas más estudiadas de Europa) y en adquirir nueva información con un nivel de detalle inédito en la zona (caso de información geofísica).

El uso combinado de la información proporcionada por fuentes diversas, como la cartografía hidrogeológica de la zona, la estructura del subsuelo definida por sondeos mecánicos, los resultados de los ensayos granulométricos de las muestras del sondeo más próximo, de campañas de prospección electromagnética y la interpretación de perfiles geoeléctricos realizados específicamente para este estudio, ha permitido establecer una metodología combinada para la mejor caracterización del medio acuífero implicado en la recarga artificial.

La tomografía de resistividad eléctrica (ERT) en particular se ha mostrado como un método no destructivo, de bajo coste y elevada resolución, flexible y adaptable a distintas escalas de trabajo y tipos de adquisición que interfiere poco en el funcionamiento de las balsas de recarga artificial y permite caracterizar de un modo eficiente heterogeneidades hidrogeológicas del subsuelo y monitorizar procesos de infiltración y de colmatación en balsas de recarga artificial.

Abstract

The goal of the present PhD thesis has been the development, application, calibration and validation of the use of geophysical information for management, characterization and study of vulnerability to contamination of groundwater resources in an efficient manner.

During the thesis project we have developed new methodologies for applying different nondestructive techniques (geophysics) to validate the interpretation of the results as a support tool for the evaluation of the most favorable areas for groundwater collection, as well as assessing vulnerability to contamination of aquifers, facilitating the protection and control of the most vulnerable areas to be polluted. The main strengths of the methodologies developed here are the speed of application, their resolution and effective cost / benefit ratio. To achieve our aim we combine the use of widespread and reliable geophysical techniques, such as electrical resistivity tomography (ERT), vertical electrical soundings (VES) and gravimetry, with generally more invasive and expensive, but always necessary, hydrogeological classical methods like research piezometers, pumping and infiltration tests and laboratory assays.

The methodologies have been applied to different types of aquifers, with different problems to deal with, at different scales and with different approaches. The case studies have been chosen because they concern local managers of groundwater resources.

The first case study is an aquifer system located in the Valls Basin. We realize that groundwater behavior could be associated to a multilayer aquifer system and, therefore, we have carried out a regional scale quantitative and qualitative study of the aquifer system from the reinterpretation of existing information in a groundwater system partially declared vulnerable to the surface pollution due to nitrates.

Specific processing has been performed on VES data and the reinterpretation, based on the available borehole and water well data, has allowed to characterize hydraulic parameters at a regional scale and to assess the vulnerability to pollution of the aquifer system studied. Geophysical methods have demonstrated their usefulness in the approach, providing valuable subsoil information without drilling, which could lead to artificial pathways for the transmission of pollutants to the aquifers.

In the second and third case studies, Cubeta d'Abrera and Llobregat artificial recharge ponds respectively, the study has also been quantitative and qualitative but in these cases the behavior of the groundwater can be associated to an unconfined aquifer. In these areas, the study has carried out at a local scale (hundreds of meters in the river meander of Can'Albareda) and at a more detailed scale (metric scale for artificial recharge ponds). In this part, work has focused on gathering background information (as it is one of the most studied areas of Europe) and on acquiring and processing new geophysics data with an unprecedented level of detail in this area.

The use of complementary direct and indirect methods such as boreholes, grain-size analysis, infiltration tests and electromagnetic and geoelectrical surveys has allowed to improve the diagnosis of the saturated and non-saturated zone for better characterization of the geological environment involved in the managed recharge system.

In particular, the ERT technique, a low cost and a high resolution tool has shown to be flexible and adaptable for surveying at different scales and arrays without disturbing the recharge process and also has demonstrated the usefulness of geophysical imaging to unveil hydrogeological heterogeneities and monitoring infiltration and clogging processes in surface Managed Aquifer Recharge systems.

CAPÍTULO 1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

1. Justificación y objetivos

Los recursos hídricos subterráneos constituyen para la vida en la Tierra un factor esencial, siendo el soporte de numerosos ecosistemas, así como imprescindible para el desarrollo humano. Sin embargo se trata de recursos limitados y vulnerables y afectarlos provoca consecuencias no deseables en el acuífero que pueden perdurar largos periodos de tiempo, tanto en lo que se refiere a la cantidad de recurso disponible como a su calidad (FCIHS, 2009).

El desarrollo de estrategias eficientes para la gestión de los recursos hídricos subterráneos requiere la caracterización y modelización precisa de la estructura hidrogeológica. A su vez, estos modelos necesitan información acerca de las propiedades hidrológicas que rigen el transporte y el destino a largo plazo del agua o de los contaminantes (Mitchell, 2010).

Los estudios hidrológicos clásicos se han basado en la disponibilidad de medidas de tipo puntual: datos de precipitación en pluviómetros, cota piezométrica de las aguas subterráneas en pozos y, en las últimas décadas, el contenido de humedad del suelo, medida, por ejemplo, por reflectometría en el dominio de tiempo TDR (Topp *et al.*, 1982). El conjunto de esta información es necesaria, pero a menudo dista de ser suficiente. Las mediciones in-situ de las propiedades hidrológicas en sondeos a partir de ensayos de bombeo proporcionan valores precisos y directos de las propiedades medidas, pero suelen ser escasas, lo que limita su capacidad para determinar la variabilidad de las propiedades en la zona estudiada.

En particular, se ha demostrado ampliamente (por ejemplo, Beven y Binley, 1992) que, dada la información puntual descrita en el párrafo anterior, siempre habrá un gran número de modelos que reproducen igualmente bien los datos hidrológicos observados (por ejemplo la descarga de un río). La naturaleza de los diferentes modelos limita su representatividad y capacidad de predicción. La limitación de los modelos es debida esencialmente a que la propia estructura del subsuelo es poco conocida en términos de geometría, geología y distribución de las propiedades y obliga a los modelos a actuar como cajas negras por el escaso conocimiento de las características reales del sistema (Binley *et al.*, 2010).

La superación de estas graves limitaciones de la modelización hidrológica no se relaciona con la naturaleza de los modelos usados, sino en la necesidad de disponer de información adicional como la que proporciona la metodología geofísica.

La geofísica aplicada, entendida como conjunto de métodos para reconocer las características del terreno a partir de medidas de propiedades físicas desde el exterior o a lo largo de perforaciones, permite conocer y cuantificar un amplio conjunto de características del terreno sin necesidad de penetrar en el mismo, ya sea por qué no es posible o porqué al hacerlo alteraríamos las propiedades que deseamos cuantificar.

El proyecto de tesis ha desarrollado nuevas metodologías de aplicación de diferentes técnicas no destructivas (geofísicas), y ha validado la interpretación de los resultados obtenidos como apoyo para la evaluación de las zonas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos, así como para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos, facilitando la protección y el control de las zonas más vulnerables. Las principales fortalezas de las metodologías desarrolladas son su rapidez, resolución y la efectiva relación coste/beneficio. Para ello se ha planteado el uso combinado de técnicas geofísicas ampliamente difundidas y contrastadas, como son la tomografía de resistividad eléctrica (ERT), sondeos eléctricos verticales (SEV) y gravimetría, con los generalmente más invasivos y costosos métodos de caracterización directa clásicos (sondeos y piezómetros de investigación, ensayos de bombeo e infiltración y ensayos de laboratorio).

La tesis tiene como objetivos el desarrollo, aplicación, calibración y validación del uso de información geofísica para la gestión, la caracterización y el estudio a de la vulnerabilidad a la contaminación de los recursos hídricos subterráneos y hacerlo todo de una manera eficiente. Para ello las metodologías y técnicas usadas, tanto geofísicas como directas, tiene que cumplir las siguientes condiciones:

- Consenso científico de la calidad de sus resultados. Los resultados obtenidos tienen que ser ampliamente aceptados por la comunidad científica. Para ello se han usado técnicas con una gran difusión y con una larga experiencia en el estudio de las aguas subterráneas.
- Facilidad de operación e interpretación de los resultados. Ello facilita que los

resultados sean reproducibles por un gran número de investigadores y equipos de trabajo. Por ejemplo métodos como los geofísicos de pozo y el uso de subrutinas de inversión propias se han descartado porque restringen la operación e interpretación a un menor número de usuarios, ya que son más costosos y requieren mucha más experiencia, y en el caso particular de los pozos son de difícil aplicación a grandes áreas de estudio.

Para alcanzar los objetivos propuestos, la tesis está estructurada en 6 capítulos: justificación y objetivos, introducción, metodología, resultados y discusión, unas conclusiones de síntesis y las referencias bibliográficas.

El capítulo de justificación y objetivos detalla la importancia y las principales dificultades en la caracterización de las aguas subterráneas, los objetivos y estructura de la tesis. El segundo capítulo, es una recopilación de antecedentes que muestra el estado del arte del uso de metodologías geofísicas para la caracterización de las aguas subterráneas y las distintas maneras de enfocar la caracterización dependiendo de si se trata del estudio de la zona saturada o de la zona no saturada.

En el capítulo de metodología se describe la instrumentación y metodologías usadas en la tesis así como una síntesis de sus principios teóricos.

Para validar las metodologías, estas se han aplicado a distintos tipos de acuíferos, con diferentes problemáticas a tratar y distintas escalas y estrategias de trabajo. Los casos de aplicación se han seleccionado porque ocupan y preocupan en la actualidad a los gestores locales de las aguas subterráneas y para optimizar los costes y aumentar la eficacia del estudio, se ha buscado que los emplazamientos fueran próximos al centro de trabajo.

El primer caso de aplicación estudiado es la Cuenca de Valls. El comportamiento de las aguas subterráneas en esta zona se puede asimilar al de un sistema acuífero multicapa. En la cuenca de Valls se ha realizado un estudio cuantitativo y cualitativo de las aguas subterráneas en una zona declarada vulnerable a la contaminación de las aguas subterráneas, con una escala de trabajo regional (kilométrica), a partir de la reinterpretación de información ya existente.

En el segundo y tercer caso de aplicación, Cubeta d'Abrera y Vall Baixa del Llobregat, el estudio también ha sido cuantitativo y cualitativo pero en este caso el comportamiento de las aguas subterráneas estudiadas se puede asimilar al de un acuífero libre. En estas zonas, el estudio se ha realizado a una escala intermedia (centenares de metros en el meandro de Ca n'Albareda) y local (métrica para las balsas de recarga artificial). En la Cubeta de Abrera y la Vall Baixa el trabajo se ha centrado en recopilar información preexistente (ya que se trata de una de las zonas más estudiadas de Europa) y en adquirir nueva información con un elevado nivel de detalle.

Finalmente, en el capítulo 5 se recogen las conclusiones más relevantes de la tesis doctoral escritas en castellano, como el resto de la tesis, y en inglés como requisito junto con el *abstract* para poder optar a la mención internacional al título de doctor. El capítulo 6 recoge la bibliografía usada en el texto de la tesis, la cual concluye con los Anexos.

CAPÍTULO 2. INTRODUCCIÓN

Antecedentes

Caracterización de parámetros hidrogeológicos con métodos geofísicos

- Zona saturada
- Zona no saturada

2. Introducción

2.1. Antecedentes

En 2002, Susan Hubbard y Yoram Rubin introdujeron el término hidrogeofísica para describir el uso de métodos geofísicos avanzados para el estudio de las interacciones entre los materiales geológicos y el flujo de agua en el subsuelo (Hubbard y Rubin, 2002). Sin embargo, la aplicación de la metodología geofísica para estudios hidrogeológicos no es tan reciente. Las técnicas geofísicas han sido usadas desde la primera mitad del siglo XX como complemento de estudios hidrogeológicos (Casas, 2013) para definir límites litológicos (Giustiniani *et al.*, 2008) y caracterizar la geometría de los acuíferos (Binley *et al.*, 2010).

Los sondeos eléctricos (SEV), por ejemplo, se han utilizado durante muchas décadas en la prospección de acuíferos, así como los métodos magnetotelúricos para, por ejemplo, la prospección geotérmica. Incluso desde finales de la década de los 40's ya se tiene constancia de su uso en acuíferos en zonas con clima mediterráneo (García-Siñeriz, 1949) y Maillet (1947) ya definió los parámetros de Dar Zarrouk. Los parámetros de Dar Zarrouk permitieron relacionar parámetros geofísicos con hidrogeológicos limitando la ambigüedad en la interpretación de los resultados de los SEV. La aparición de los sistemas multi-electrodo para la tomografía de resistividad eléctrica (ERT), por ejemplo para monitorizar la infiltración de la lluvia en los suelos (Benderitter y Schott, 1999), supuso un gran avance para esta rama científica. La caracterización por métodos geofísicos de las propiedades del subsuelo (en particular, el flujo de agua) también se ha beneficiado de recientes mejoras técnicas (sensores nuevos y más precisos y códigos de modelado e inversión matemática más potentes y eficientes), de un mejor conocimiento de las funciones de transferencia entre propiedades geofísicas y parámetros hidráulicos y de un mayor conocimiento de los acuíferos y acuitardos (estratos de baja permeabilidad) a distintas escalas (Auken *et al.*, 2009).

En numerosas ocasiones se ha demostrado los beneficios potenciales de la inclusión de los datos geofísicos en la caracterización de un emplazamiento hidrogeológico (Ezzedine *et al.*, 1999; Hubbard *et al.*, 1999; Chen *et al.*, 2001; Hubbard y Rubin, 2005). La principal razón para el creciente interés en el uso de métodos geofísicos en los estudios hidrogeológicos es que la geofísica puede proporcionar modelos de distribución espacial y temporal de las propiedades físicas del subsuelo (Butler Jr., 2005). Los métodos

geofísicos permiten realizar medidas continuas en el espacio y en el tiempo de las propiedades geofísicas que se pueden convertir en los parámetros de las variables que caracterizan el sistema acuífero (por ejemplo, contenido de agua, porosidad y velocidad de flujo) (Vereecken *et al.*, 2006). Las mediciones geofísicas muestran normalmente una distribución espacial mucho más representativa (mayor resolución) y se pueden adquirir a un coste relativamente bajo, por lo que las hace muy útiles para complementar las mediciones directas convencionales como son ensayos de bombeo y medidas de niveles piezométricos (Mitchell, 2010). Además, las técnicas geofísicas son menos invasivas y, usadas en las primeras fases de la investigación, pueden ser muy útiles para la planificación de pozos y sondeos de investigación. La información que proporcionan ayuda a limitar el número de pozos y/o sondeos, facilita su diseño constructivo y pueden ser útil durante las labores de perforación (Sauvin *et al.*, 2013). Por lo tanto, los estudios geofísicos pueden mejorar la caracterización hidrogeológica si se pueden relacionar las propiedades geofísicas medidas con las hidrogeológicas con un adecuado intervalo de confianza.

El valor añadido de la inclusión de la geofísica en la caracterización hidrogeológica para diferentes aplicaciones y escalas de trabajo es cada vez más aceptado por la comunidad científica. Muestra de ello son el gran número de sesiones y talleres dedicados a la hidrogeofísica en congresos internacionales recientes:

- AGU Fall Meeting 2015, San Francisco. 3 sesiones dedicadas al uso de geofísica para la evaluación y la gestión de las aguas subterráneas.
- EGU 2015 Annual Meeting, Viena. Sesión especial dedicada a “Hydrogeophysics in the subsurface Hydrology”.
- SEG 2015 Annual Meeting, New Orleans. Sesión especial dedicada a la hidrogeofísica.
- 3rd International Conference on Engineering Geophysics 2015, Al Ain (EAU). 2 sesiones dedicadas a la hidrogeofísica.
- 28th SAGEEP, 2015, Austin. Sesión dedicada a la geofísica aplicada a los recursos hídricos y una sesión de hidrogeofísica.
- 21th EAGE Near Surface Geoscience, 2015, Torino. 3 sesiones dedicadas a la aplicación de la geofísica para estudios hidrogeológicos.
- COMSOIL Conference 2015, Boston. Sesiones y cursos dedicadas al uso de

datos hidrogeofísicos en la modelización hidrogeológica.

- SEG-AGU Hydrogeophysics Workshop, Boise (EEUU), 8-11 Julio 2012. Taller de ámbito internacional dedicado a la hidrogeofísica.
- 24th ASEG-PESA, Perth, 15-18 febrero de 2013. 3 sesiones dedicadas a la hidrogeofísica.

Otra muestra son las importantes contribuciones en publicaciones científicas recientes entre las que destacan: “Hydrogeophysics” (Rubin Y. y Hubbard S., 2005); “Applied Hydrogeophysics” (Vereecken *et al.*, 2006) “Groundwater Geophysics” (Kirsch R., 2009); tesis doctorales y tesinas como la elaboradas por Falgàs (2007), Miller (2012) y Jasper (2014), secciones de revistas científicas dedicadas a la hidrogeofísica como la publicada por (Auken *et al.*, 2009) y “Hydrogeophysics – Methods and Processes” publicada en la revista Near Surface Geoscience también en 2009 y reeditada como libro en 2014 (Pellerin *et al.*, 2009); reviews como “Hydrogeophysics: opportunities and challenges” (Binley *et al.*, 2010) y “The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales” (Binley *et al.*, 2015); un capítulo del libro “The Science of Hydrology” (Hubbard y Linde, 2011) y una sección especial de la revista The Leading Edge (Miller y Singha, 2013).

En el caso particular del contenido de la presente tesis, ya ha sido presentado parcialmente en 6 congresos internacionales, en 2 conferencias invitadas y publicado en una revista indexada (Sendros *et al.*, 2014), en forma de manual (Sendros *et al.*, 2012) y como tesina de master (Sendros, 2012). En el primer Anexo del manuscrito (Anexo 1) se presenta con más detalle la producción científica derivada de la tesis.

El éxito de estos estudios, y de cualquier estudio hidrogeofísico en general, depende de muchos factores diferentes y a menudo es difícil desarrollar una opinión a priori acerca de la aplicabilidad de un mismo método geofísico en otro emplazamiento o para otra aplicación (Linde *et al.*, 2006). En este sentido, la integración de datos hidrogeológicos y geofísicos es un proceso complejo que requiere una metodología específica pero con una estructura similar a la que se usa en los estudios hidrogeológicos clásicos.

Los estudios hidrogeológicos requieren una evaluación cuantitativa de la cantidad de agua y de su movimiento a través de las distintas zonas ambientales de interés para que

sean eficaces. El agua subterránea se infiltra desde la superficie y a través de la zona no saturada por gravedad, hasta acumularse a una determinada profundidad ocupando los intersticios de los medios geológicos. Una vez en la zona saturada se mueve por diferencias de energía. El movimiento es lento, oscilando entre algunos milímetros por año, hasta algunos metros por día, y puede ser variado en dirección y magnitud por acciones externas incluyendo recarga o explotación del recurso (Sánchez-Vila, 2009).

En función de los objetivos específicos del estudio que nos ocupe, serán consideradas una o las dos zonas: saturada y zona vadosa. Las dos zonas no sólo difieren en cuanto a su papel y a los mecanismos hidrológicos, sino también en el tipo de mediciones hidrogeofísicas que pueden llevarse a cabo de manera eficiente en ellas (Binley *et al.*, 2010).

2.2. Caracterización de parámetros hidrogeológicos con métodos geofísicos

2.2.1. Zona saturada

El estudio de la zona saturada en términos generales y de los acuíferos en particular es un área de tradicional interés para la hidrología subterránea. La atención se ha centrado progresivamente pasando de la caracterización de la cantidad de agua a los problemas de calidad del agua. El transporte de sustancias disueltas en el agua subterránea es el mecanismo más importante que controla la migración de los contaminantes en el subsuelo y está fuertemente controlada por la heterogeneidad geológica a distintas escalas. En particular, la conductividad hidráulica es un parámetro cuyo valor puede variar en más de trece órdenes de magnitud. Este hecho tiene como consecuencia, que haya una fuerte variabilidad espacio-temporal de las concentraciones de soluto, provocando que las técnicas de vigilancia y monitorización convencionales, basadas en unos pocos pozos y en un muestreo de agua limitado en el espacio y en el tiempo, sean a menudo incapaces de caracterizar la variabilidad de las propiedades del transporte, así como la complejidad de sus procesos. La hidrogeofísica puede proporcionar información espacial y temporal detallada sobre la evolución de los penachos de soluto, destacando su uso durante los ensayos de trazadores (Kemna *et al.*, 2002; Kemna *et al.*, 2006; Cassiani *et al.*, 2006; Monego *et al.*, 2010). Técnicas eléctricas y electromagnéticas (como por ejemplo el Ground Penetration Radar o georadar) han sido técnicas ya usadas para estos propósitos, ya que sus medidas son sensibles a los cambios en la conductividad eléctrica de la fase

acuosa causadas por los trazadores salinos. Las técnicas de tomografía ofrecen la posibilidad de capturar "imágenes" del subsuelo, en 2D o 3D, que se adaptan bien a la monitorización de la evolución de los penachos de soluto. La ERT, en particular, ha sido una metodología clave aplicada a la monitorización de trazadores salinos, por ejemplo, Binley *et al.*, (1996), pero también existen algunos ejemplos notables del uso de la atenuación del señal del radar del subsuelo (GPR) para el mismo fin (Day-Lewis *et al.*, 2003; Johnson *et al.*, 2007). En todos los casos, y a diferencia de la caracterización estructural e hidrogeológica donde se estudian las propiedades "estáticas" del subsuelo, la caracterización del transporte implica el seguimiento de los procesos "dinámicos" asociados con las variaciones espacio-temporales de las variables de estado del subsuelo. La monitorización de los procesos de transporte requiere la aplicación de metodologías geofísicas seriadas en el tiempo (time-lapse) que permitan al usuario distinguir entre los efectos estáticos y dinámicos. Las primeras aplicaciones, por ejemplo, (Bevc y Morrison, 1991; Daily *et al.*, 1992; Daily *et al.*, 1995; Binley *et al.*, 1996; Slater *et al.*, 1997), estaban limitadas a la monitorización del transporte de solutos con la mayor precisión posible, pero no proporcionaban estimaciones de parámetros hidráulicos y su variabilidad espacial.

La cuantificación de los parámetros hidráulicos del subsuelo requiere hacer uso de modelos hidrológicos. Los datos geofísicos time-lapse se utilizan como equivalente a los datos de concentración para inferir la posición y el avance del trazador. Junto con los modelos de transporte, los datos geofísicos pueden ser convertidos de forma directa en términos de parámetros de transporte, tales como velocidad de flujo y dispersión. La literatura muestra que la metodología ERT time-lapse ya se ha aplicado a los ensayos con trazadores salinos siguiendo esta última vía conceptual (Kemna *et al.*, 2002; Slater *et al.*, 2002; Singha y Gorelick, 2005; Vanderborght *et al.*, 2005). Sin embargo, la resolución limitada de la metodología ERT produce algunos problemas cuando se realiza el balance de masas (Binley *et al.*, 2010). Estudios relativamente recientes han proporcionado una serie de posibles enfoques para abordarlo (Singha y Gorelick, 2006b; Singha y Gorelick, 2006a; Singha y Moysey, 2006; Day-Lewis y Singha, 2008; Pollock y Cirpka, 2008; Singha *et al.*, 2008) y sigue siendo una línea de investigación activa (Chaudhuri *et al.*, 2013; Hermans *et al.*, 2013).

2.2.2. Zona no saturada

La zona vadosa o zona no saturada es la zona situada entre la superficie del terreno y el nivel freático. En la zona se dan una serie de procesos clave que controlan los intercambios de materia y energía entre el subsuelo y la superficie del suelo. La hidrología de la zona vadosa proporciona información acerca de los intercambios con el suelo, y desde allí con la atmósfera, de la migración de agua subterránea, y tiene fuertes implicaciones en la gestión de los recursos hídricos, ya la recarga de los acuíferos está controlada por la infiltración a través de la zona vadosa. Los posibles contaminantes liberados desde la superficie pasan por la zona no saturada y, antes de llegar al sistema acuífero, pueden ser alterados, parcialmente retenidos o totalmente neutralizados gracias a los procesos físicos, químicos y biológicos que tiene lugar en la zona vadosa. También estos procesos controlan la disponibilidad de agua para la agricultura, y son determinantes para la estabilidad de taludes, inundaciones y otros riesgos geológicos. Sin embargo, en la práctica, la hidrología de la zona vadosa es poco conocida, principalmente a causa de las limitaciones técnicas del muestreo y acceso. Las medidas más útiles para conocer las características de la zona no saturada (contenido de humedad a usando TDR y la succión utilizando tensiómetros) están limitadas a poco más de un par de metros de profundidad y a una escala esencialmente muy local. La caracterización extensiva de grandes áreas es muy laboriosa y requiere una gran inversión de tiempo, siendo necesarias otro tipo de técnicas. La zona no saturada localizada a más de dos metros de profundidad puede ser cartografiada desde la superficie y de manera más eficiente con el uso de métodos geofísicos de superficie y pozo: pozo-único, pozo-pozo y pozo-datos geofísicos de superficie en todos los casos con una resolución suficiente para su interpretación hidrológica cuantitativa (Hubbard *et al.*, 1997; Slater *et al.*, 1997; Binley *et al.*, 2001; Alumbaugh *et al.*, 2002; Binley *et al.*, 2002; French *et al.*, 2002; Binley y Beven, 2003; Cassiani *et al.*, 2004; Cassiani y Binley, 2005; Godio y Ferraris, 2005; Chang *et al.*, 2006; Deiana *et al.*, 2007; Cassiani *et al.*, 2008; Deiana *et al.*, 2008; Koestel *et al.*, 2008; Looms *et al.*, 2008a; Looms *et al.*, 2008b; Cassiani *et al.*, 2009; Schindler *et al.*, 2010; Gasperikova *et al.*, 2012; Clément *et al.*, 2014, entre otros).

Llegados a este punto, es importante notar que los métodos de pozo, si bien suelen ofrecer una mayor resolución, requieren de una mayor infraestructura (se necesitan pozos y/o piezómetros y además tiene que tener unas características constructivas adecuadas) y sus resultados son difícilmente aplicables y extrapolables a la caracterización

hidrogeológica de grandes áreas. En la mayoría de los casos, el objetivo último es la identificación de propiedades hidráulicas y parámetros de la zona no saturada. La dependencia de la respuesta geofísica a los cambios en el contenido de humedad del suelo, por ejemplo, obtenida a través de cambios en la resistividad eléctrica o en la constante dieléctrica, es el mecanismo clave que permite el uso de técnicas no invasivas para monitorizar la zona vadosa en el modo time-lapse, es decir, a través de mediciones repetidas en el tiempo. La utilización de estas técnicas en diferentes configuraciones, y a diferentes profundidades de la zona vadosa, puede proporcionar imágenes de alta resolución de las estructuras hidrogeológicas y, en ciertos casos, una caracterización detallada de los procesos dinámicos del medio subterráneo. Los procesos naturales de infiltración y los ensayos de trazadores específicamente diseñados pueden ser monitorizados durante periodos de tiempo que pueden durar desde unas pocas horas hasta varios años. Los datos proporcionados por las técnicas no invasivas pueden ser posteriormente usados para calibrar los modelos físico - matemáticos de flujo de agua en la zona no saturada (Binley *et al.*, 2010).

CAPÍTULO 3. METODOLOGIA

Gravimetría

Prospección electromagnética

Prospección eléctrica

- Principio teórico/físico
- Adquisición SEV
- Interpretación SEV
- Adquisición ERT
- Modelización ERT 2D y 3D
- Limitaciones. Parámetros de Dar Zarrouk

Conductividad hidráulica

- Concepto y evaluación de la conductividad hidráulica
- Ensayos granulométricos y formula de Hazen

Tasa de infiltración

- Concepto y cuantificación de la infiltración
- Infiltrómetro de doble anillo

Transmisividad hidráulica

- Definición y evaluación por métodos geolétricos

Evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos

- Marco jurídico
- Concepto y cuantificación de la vulnerabilidad
- Método AVI. Aproximación geolétrica

3. Metodología

En este capítulo se detallan y describen las distintas metodologías y técnicas usadas para acometer los objetivos propuestos. La descripción consta de una breve introducción del principio teórico y se detalla únicamente como se han aplicado y adaptado las técnicas a los distintos casos de aplicación expuestos en el siguiente capítulo.

La descripción empieza por los métodos geofísicos usados en la tesis doctoral. Todos los métodos geofísicos: gravimétrico, magnético, sísmicos y eléctricos, pueden contribuir de alguna manera en la caracterización de las aguas subterráneas. Sin embargo, el primero (gravimétrico) para estudios a gran escala y sobre todo los métodos eléctricos (incluyendo los electromagnéticos) para el resto de casuísticas son los más utilizados y reconocidos, ya desde hace más de una década (Casas, 2000), como los mejor dotados para resolver la mayor parte de los problemas planteados con una mejor relación coste/beneficio.

3.1. Gravimetría

La prospección gravimétrica se basa en la medida de las variaciones de la aceleración de la gravedad debidas a la distribución de rocas con diferente densidad en el subsuelo. Es un método de campo natural rápido y relativamente económico que se suele aplicar en las fases preliminares de estudio.

La metodología consiste en medir el valor de los valores de gravedad en una malla de puntos que cubra la zona a explorar mediante un instrumento denominado gravímetro que es capaz de medir diferencias de gravedad entre dos puntos con una sensibilidad de 0.01 mGal. Como los gravímetros son instrumentos relativos, las medidas, se efectúan con el clásico sistema de bucles con inicio y final de cada itinerario en una base gravimétrica con valor de gravedad absoluto asignado al sistema de referencia determinado por el International Gravity Standardization Net (IGSN'71). Además, estas medidas al inicio y final de cada itinerario sirven para poder efectuar la corrección de deriva instrumental y comprobar el comportamiento general del gravímetro. Para obtener los valores de gravedad neutra en cada punto (es decir, sin el efecto de atracción adicional del sol y la luna) se calcula el efecto de la marea gravimétrica. Los valores de marea gravimétrica oscilan periódicamente entre +0,15 y -0,15 mGal, con dos máximos y dos mínimos diarios. Una vez abstraído el efecto luni-solar, la diferencia de lecturas en la base al inicio y final de cada itinerario se compensa proporcionalmente al tiempo de

lectura en cada una de las estaciones como deriva instrumental. Este proceso permite obtener en cada punto el valor experimental de la gravedad observada.

El valor de la gravedad en un punto es función de diferentes factores, por esto en lugar del valor absoluto de la gravedad la variable de interés es la denominada Anomalía de Bouguer (AB), que puede definirse como la diferencia entre el valor de gravedad medido respecto del valor de gravedad normal o esperado.

Este valor normal o esperado puede calcularse teóricamente a partir de un modelo matemático, que implica el cálculo de la gravedad normal sobre el elipsoide de referencia en función de la latitud geográfica y el transporte de este valor desde el elipsoide a las condiciones de la estación situada sobre la superficie terrestre, teniendo en cuenta la influencia de la altura de la estación, la densidad media de las rocas y el relieve alrededor del punto de medida.

El valor de la gravedad sobre el elipsoide puede determinarse a partir de diferentes ecuaciones que derivan de la ecuación de Clairault:

$$g_{\phi} = g_e (1 + \beta \operatorname{sen}2\phi)$$

La ecuación de Clairault depende del valor de la gravedad en el ecuador (g_e) de la latitud geográfica (ϕ) y del parámetro β , que a su vez depende de la relación entre las fuerzas centrífuga y gravitatoria en el ecuador (q) y la elipticidad terrestre (α):

$$\beta = 5/2 q - \alpha$$

$$q = \omega^2 r_e / g_e$$

$$\alpha = (r_e - r_p) / r_e$$

donde:

ω , es la velocidad angular de rotación de la Tierra (2π radianes)

r_e y r_p , son los radios ecuatorial y polar respectivamente

El valor de estos parámetros ha evolucionado a lo largo del tiempo a medida que se ha dispuesto de medidas más precisas. De forma general se considera como fórmula modelo la denominada Geodetic Reference System (GRS'67) aprobada por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica el año 1967, cuya expresión es la siguiente:

$$g_{\phi} = 978.31846 (1 + 0.0053024 \text{ sen}^2 0.0000058 \text{ sen}^2 2)$$

Posteriormente, se han propuesto expresiones más exactas como la denominada Word Geodetic System (WGS'84), cuya fórmula sigue a continuación, aunque la anterior fórmula GRS'67 continua siendo considerada como patrón por el Bureau Gravimetric International (BGI).

$$g_{\phi} = 978.032677714 \frac{1 + 0.0019348514 \text{ sen}^2 \phi}{\sqrt{1 + 0.00669438 \text{ sen}^2 \phi}}$$

Una vez calculado el valor de la gravedad sobre el elipsoide en función de la latitud geográfica debe trasladarse hasta la superficie del terreno para poder compararlo con el valor de gravedad observada (g_o) y obtener el parámetro de interés AB como:

$$AB = g_o - (g_{\phi} - 0.3086h + 0.0419dh - C_t)$$

donde:

h es la altura de la estación sobre el nivel del mar

d es la densidad media de las rocas ($2,67 \text{ g/cm}^3$ para estudios regionales)

C_t es la corrección topográfica

3.2. Prospección electromagnética

Los métodos de prospección electromagnética (EM) se basan en la generación de un campo electromagnético y en el análisis de la respuesta del terreno en función de sus propiedades electromagnéticas: conductividad eléctrica (σ), permeabilidad magnética (μ) y permitividad dieléctrica (ϵ). Hay muchas modalidades de prospección EM con aplicaciones diferentes según la profundidad de investigación y la resolución requerida. La profundidad de investigación y la resolución dependen fundamentalmente de la frecuencia del campo emitido, de la geometría del dispositivo y también de la modalidad. En la presente tesis, se ha seleccionado la modalidad de cartografía EM en el dominio de frecuencias utilizando un conductímetro inductivo Geonics EM-31.

Los conductímetros EM inductivos son equipos portátiles, y muy fácilmente operados por una o dos personas, que constan básicamente de una antena (o bobina) transmisora (Tx) y otra receptora conectadas entre sí y dispuestas en posición coplanar.

La antena transmisora genera un campo magnético primario (H_p) que se propaga libremente bajo y sobre la superficie del terreno. En presencia de un cuerpo conductor, la componente magnética de la onda inducida produce corrientes parásitas que a su vez generan también un campo magnético secundario (H_s) que se detecta en el receptor (Figura 3.1). De este modo, el instrumento convierte el valor del voltaje directamente a una conductividad aparente medida en miliSiemens por metro (mS/m).

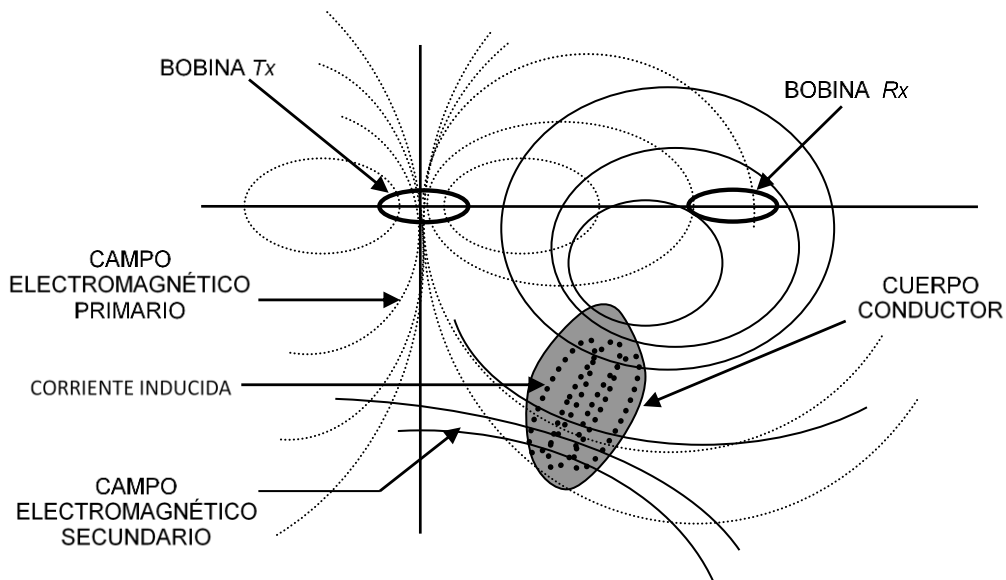


Figura 3.1. Esquema general del campo electromagnético. Modificado de Reynolds (2011)

El receptor (R_x) detecta también el campo magnético primario que se desplaza en el aire, de forma que el receptor representa el efecto resultante de la combinación de los dos campos primario y secundario. Por consiguiente, el valor medido por el receptor se diferencia tanto en fase como en amplitud al campo primario. Esta diferencia puede proporcionar una valiosa información sobre la geometría, el tamaño y la conductividad eléctrica de los terrenos conductores.

En general, el campo electromagnético secundario es una función compleja de la separación entre bobinas (S), de la frecuencia (f) y de la conductividad eléctrica (σ_a) del terreno (Himi, 2000).

Sin embargo, bajo determinadas condiciones técnicamente conocidas, como la teoría de operación en 'bajo número de inducción' (low inducción number) incorporadas en el diseño de estos equipos de medida, el H_s es una función sencilla de estas variables. La denominada 'profundidad efectiva' (skin depth), se define como la distancia recorrida por

la onda plana de propagación, cuando su amplitud decrece un factor e^{-1} en relación a la amplitud en superficie (McNeill, 1980).

El número de inducción N_B (adimensional) es la relación entre el espaciado entre bobinas y la profundidad efectiva:

$$N_B = \frac{S}{\delta} = S \sqrt{(\mu_0 \omega \sigma / 2)}$$

Cuando $N_B \ll 1$,

$$\frac{H_s}{H_p} = i \mu_0 \omega \sigma s^2 / 4 = i N_B^2 / 2$$

Por lo tanto, la relación H_s/H_p es proporcional a la conductividad eléctrica del terreno pudiéndose obtener el parámetro de interés σ_a con la relación:

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \left[\frac{H_s}{H_p} \right]$$

donde:

$$\omega = 2\pi f$$

El Geonics EM-31 (Figura 3.2) presenta un espaciado fijo entre bobinas de 4 m y una frecuencia de 9.8 kHz. El EM-31 permite usar dos tipos de configuración de las bobinas T_x y R_x , dipolos horizontales (DH) y dipolos verticales (DV). El campo magnético con el DV penetra a una mayor profundidad que el de la DH.



Figura 3.2. Instrumento Geonics EM-31 durante la adquisición descrita en el apartado 4.5

En el caso del EM-31 con la configuración de DV se alcanza una profundidad de investigación del orden de 6 metros y de 3 metros con la DH. El registro de la información se hace de manera automática al presionar el pulsador y se almacena en el *data logger*.

3.3. Prospección eléctrica

La finalidad de los estudios o campañas de prospección eléctrica es determinar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo a partir de medidas efectuadas desde la superficie o desde el interior de un pozo o sondeo. A partir de estas medidas se puede estimar la estructura y resistividad eléctrica verdadera del subsuelo. Esta resistividad eléctrica se relaciona con varios parámetros geológicos tales como el contenido en fluidos, la porosidad y el grado de saturación en agua de la formación.

Campañas de prospección eléctrica con la metodología sondeo eléctrico vertical (SEV), y tomografía de resistividad eléctrica (ERT) más recientemente, han sido utilizadas durante muchas décadas en hidrogeología, en investigación minera, en geotécnica y, en los últimos años, han demostrado una gran eficacia en estudios ambientales como por ejemplo para la caracterización de los penachos de lixiviados generados en vertederos (Tsourlos *et al.*, 2014; Casado *et al.*, 2015). La eficacia se debe en parte a que las propiedades eléctricas de los materiales se encuentran condicionadas por la conductividad eléctrica del agua intersticial (Gabàs, 2003).

El SEV y la ERT son métodos eléctricos de corriente continua que se basan en la medida de la diferencia de potencial (ΔU) en un punto, a causa de la inyección de corriente en el medio a través de tomas de tierra (electrodos) conectadas directamente al subsuelo, que emiten y registran el paso de la corriente eléctrica en el sustrato. Los métodos de corriente continua permiten determinar la resistividad eléctrica (ρ) de las rocas del subsuelo o su inversa, la conductividad eléctrica (σ).

Cuando se introduce la corriente eléctrica en el terreno, ésta se puede propagar de tres maneras diferentes en función de su conducción: conducción dieléctrica (asociada a los materiales muy poco conductivos o aislantes), conducción electrónica (asociada a materiales con electrones libres, por ejemplo los metales) y conducción electrolítica (asociada al movimiento de iones presentes en un fluido intersticial del terreno). De todos estos modos, la conducción electrolítica es el principal modo de conducción eléctrica del

subsuelo, puesto que la mayor parte de las rocas (>92%) que se encuentran en la litosfera están constituidas por minerales dieléctricos, y su porosidad está parcialmente ocupada por agua. De esta forma, los valores de resistividad eléctrica no son únicos para un tipo de roca o mineral, si no que, cada roca puede presentar valores de resistividad eléctrica muy diferentes (Figura 3.3). Ello conlleva que para realizar una buena interpretación de los datos, es necesario un gran conocimiento previo y complementario del medio.

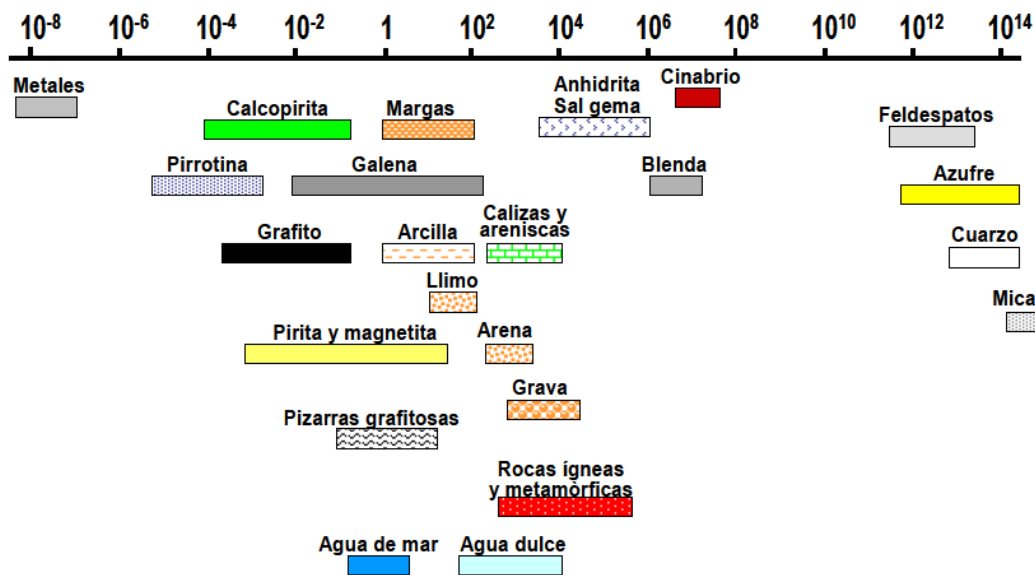


Figura 3.3. Valores de resistividad eléctrica de diferentes rocas y minerales (Orellana, 1982)

3.3.1. Principio teórico/físico

Para trabajar con el método eléctrico de resistividad eléctrica se crea un campo eléctrico mediante dos electrodos puntuales A y B , denominados de emisión, a través de los cuales se inyecta en el terreno una corriente eléctrica continua de intensidad I .

Entre otros dos puntos del terreno con ayuda de dos electrodos M y N , situados en estos puntos y mediante el correspondiente instrumento de medición, se miden las diferencias de potencial (ΔU) que se han generado. La disposición relativa de los electrodos A , B , M y N , que configuran el dispositivo tetraelectrónico, está determinada por el tipo de problema geológico que se quiere resolver.

Los electrodos A y B crean en el punto M , que dista de ellos de una distancia r_{AM} y r_{BM} , un campo eléctrico con potenciales U_{MA} y U_{MB} , según las expresiones:

$$U_{MA} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{AM}} \quad U_{MB} = -\frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{BM}}$$

El potencial total en el punto M es:

$$U_M = U_{MA} + U_{MB} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{AM}} - \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{BM}} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right).$$

Análogamente, el potencial en el punto N es:

$$U_N = U_{NA} + U_{NB} = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{AN}} - \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r_{BN}} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right).$$

La diferencia de potencial entre los puntos M y N será:

$$\begin{aligned} \Delta U = U_M - U_N &= \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right) - \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right) \\ &= \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right). \end{aligned}$$

De aquí obtenemos la siguiente expresión para la resistividad eléctrica ρ de un medio homogéneo, en cuya superficie se encuentra un dispositivo tetraelectródico:

$$\rho = K \frac{\Delta U}{I}$$

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}}}$$

La variable K es solo función de la distribución de los cuatro electrodos sobre el terreno y se denomina coeficiente del dispositivo. Según la última expresión presentada, el coeficiente del dispositivo tiene dimensiones de longitud.

La ρ obtenida para un medio homogéneo, se puede aplicar para la interpretación de los resultados de la medición con un dispositivo tetraelectródico situado en la superficie de un terreno heterogéneo. Sin embargo, en este caso el resultado de cálculo será una cierta magnitud arbitraria que tiene las dimensiones de una resistividad eléctrica. A esta magnitud arbitraria se la denomina resistividad eléctrica aparente y se designa por ρ_a .

Por consiguiente, en el caso general:

$$\rho_a = K \frac{\Delta U}{I}$$

En el caso particular de un medio homogéneo, la resistividad eléctrica aparente coincide con la resistividad eléctrica verdadera, $\rho_a = \rho$ y las trayectorias del flujo de corriente en el terreno siguen el trazado mostrado en la Figura 3.4:

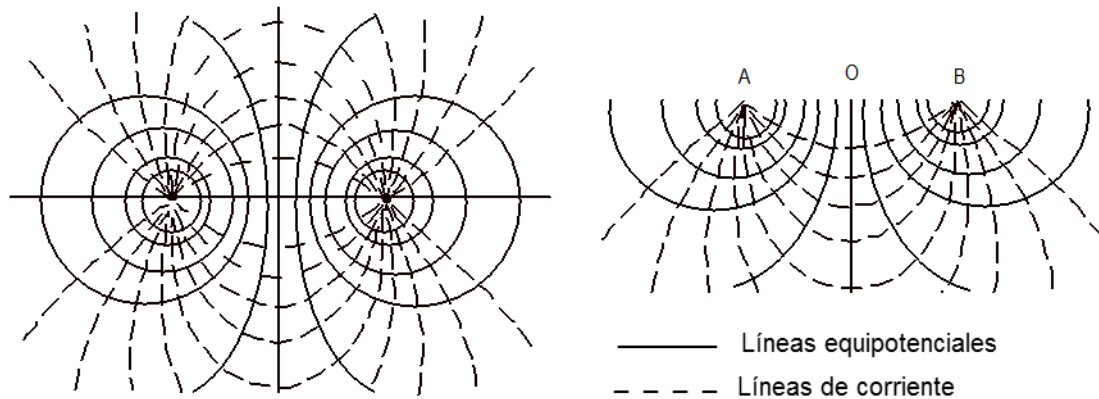


Figura 3.4. Líneas equipotenciales y líneas del flujo. En el plano vertical de los electrodos (izquierda) y en el plano horizontal de la superficie del terreno (derecha). A y B indican la posición de los electrodos y O el punto de atribución de la medida. Modificado de Dobrin y Savit (1988)

3.3.2. Adquisición SEV

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) llevó a cabo una campaña de prospección eléctrica con la metodología SEV en la zona del Camp de Tarragona (1981-1985). Ciento cuarenta y uno de estos SEV han sido seleccionados, de su base de datos, ya que cubren de modo efectivo la zona de estudio con una red casi regular (unos 2 km de espaciado entre los SEV).

Los SEV fueron ejecutados con el dispositivo tetraelectródico simétrico de Schlumberger, y una longitud de línea de emisión de corriente ($AB/2$) entre 500 y 1500 m.

La configuración Schlumberger está definida por cuatro electrodos dispuestos, en la superficie del terreno, de forma colineal, con los dos electrodos de corriente (A, B) dispuestos en los extremos y los dos electrodos de potencial (M, N) ubicados entre los de corriente (Figura 3.5). En este dispositivo, los electrodos de potencial o de medida son fijos y están separados por una distancia r_{MN} . Por otro lado, los electrodos de corriente están separados r_{AB} y se alejan de manera progresiva y simétrica del punto de atribución

(O) (Orellana, 1982). Al aumentar la distancia entre los electrodos de corriente y los de potencial, se alcanzan distintos niveles de profundidad, obteniendo su resistividad eléctrica aparente en el punto medio (punto de atribución) de cada conjunto de electrodos.

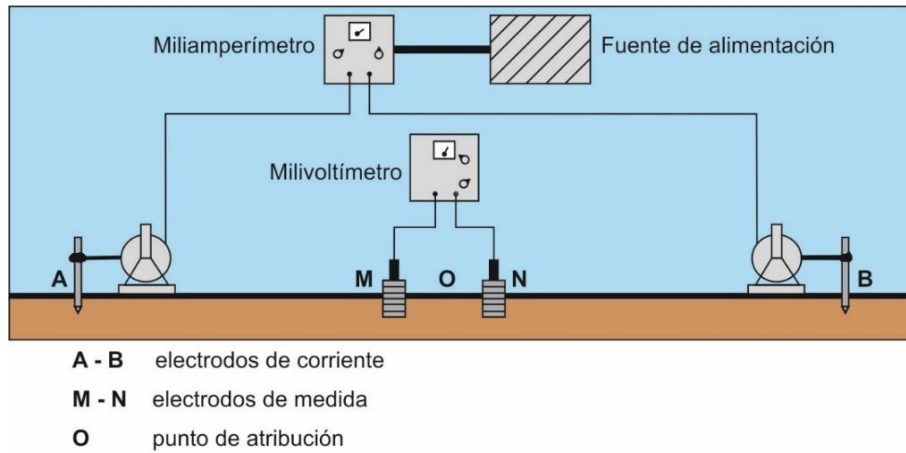


Figura 3.5. Distribución en el campo del dispositivo Schlumberger

La resistividad eléctrica aparente se determina a partir de la expresión de la ρ_a usando el coeficiente de distribución (K) del dispositivo Schlumberger:

$$K = \frac{\pi}{4} \frac{(r_{AB})^2 - (r_{MN})^2}{r_{MN}}$$

3.3.3. Interpretación SEV

El valor calculado de la resistividad eléctrica, obtenido a partir de la lectura del milivoltímetro, como ya se ha descrito en el apartado 3.3.1, solo corresponde a la resistividad eléctrica real del subsuelo en el caso ideal de que el medio sea homogéneo. En medios estratificados, y dado que esta resistividad eléctrica aparente es función del grosor de las capas y de su resistividad eléctrica real, es necesario efectuar un procesamiento de las curvas de resistividades aparentes de campo a fin de obtener la resistividad eléctrica real.

La interpretación cuantitativa de la curva de resistividades aparentes de un SEV consiste en determinar la geometría y propiedades del subsuelo representadas por un modelo matemático idealizado. Este modelo está constituido por un conjunto de parámetros, que son las incógnitas que se desea estimar a partir de los datos medidos. En este caso las incógnitas son los grosores y resistividades eléctricas de las diferentes capas de un modelo estratificado. La resolución de este problema, es decir determinar el modelo a partir de su respuesta, se conoce en geofísica como “problema inverso” (Figura 3.6).

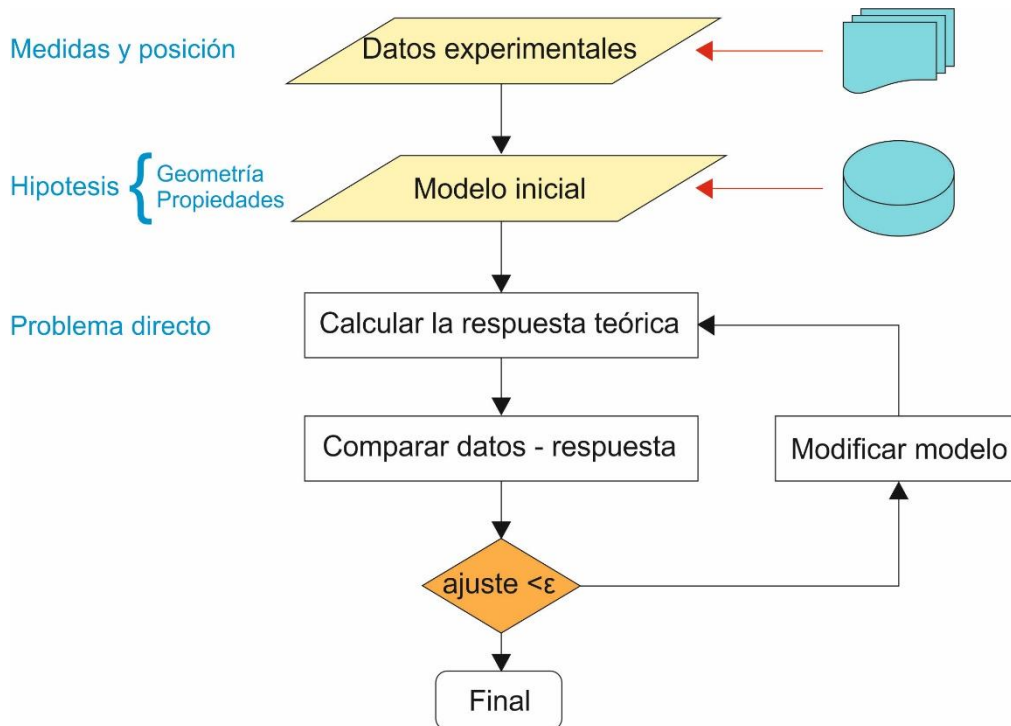


Figura 3.6. Diagrama de flujo de la resolución del problema inverso

Por otra parte, la respuesta teórica del modelo es un conjunto de datos sintéticos (curva de resistividades aparentes en función de la distancia $AB/2$) que puede calcularse a partir de la resolución del denominado “problema directo”. El problema directo tiene solución única, pero su cálculo matemático no es sencillo a pesar de haber sido deducido hace muchos años por Stefanescu *et al.* (1930) ya que presenta una integral sin solución directa que solo puede evaluarse mediante el desarrollo de una serie de convergencia muy lenta. Inicialmente, las incógnitas del problema (resistividades y potencias de las formaciones) eran halladas mediante la superposición gráfica de las curvas de campo sobre los ábacos existentes en una colección de curvas patrón Orellana y Mooney (1966) o mediante el método del punto auxiliar (Bhattacharya y Patra, 1968).

En la actualidad, y gracias principalmente a los trabajos de Koefoed (1980), Ghosh (1971a y 1971b), Johansen (1975 y 1977), y O’Neill (1975) entre otros, se llegó a una solución relativamente sencilla y práctica de la integral de Stefanescu y Schlumberger (Stefanescu *et al.*, 1930) mediante un proceso que permite calcular las curvas de resistividad aparente en cuestión de segundos en un ordenador personal, lo que permite automatizar la estimación de los parámetros del modelo teórico para un mejor ajuste entre la curva de campo y la curva del modelo (Figura 3.7).

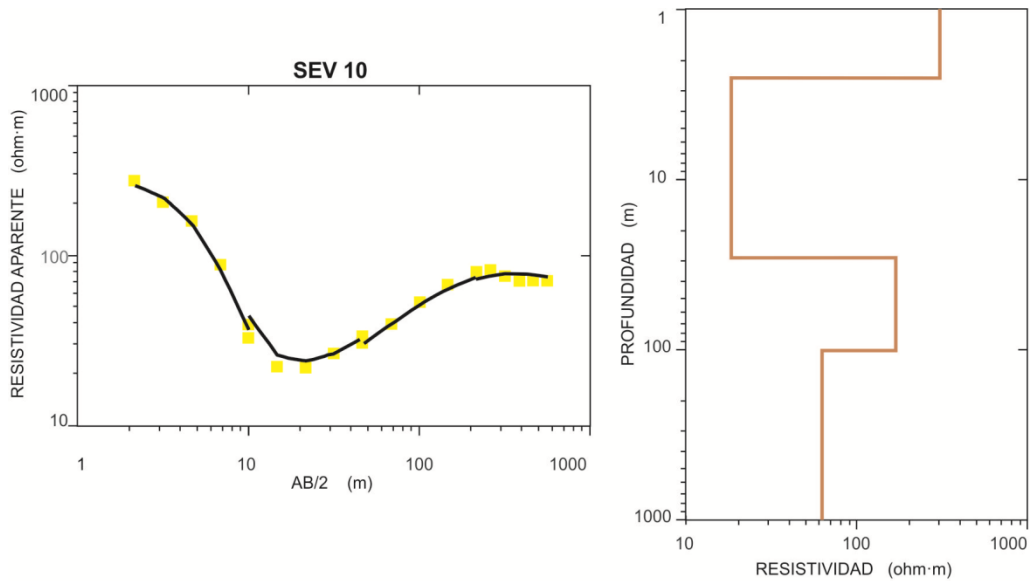


Figura 3.7. Izquierda: datos (puntos amarillos) y curva del modelo (en negro) del SEV 10 (Apartado 4.2). Derecha: modelo de resistividades eléctricas reales del subsuelo obtenido con la curva del modelo del SEV 10

Es decir, se trata de determinar un modelo numérico que produzca una respuesta similar a los datos medidos y que tenga una expresión geológica coherente. En esencia, el método para obtener un modelo puede describirse de la siguiente manera:

- Sea δ un vector cuyas componentes $\delta_1, \delta_2, \dots, \delta_n$ son los datos medidos. En el caso del SEV estos datos son las resistividades aparentes y las distancias $AB/2$ para el dispositivo eléctrico Schlumberger.
- Sea m un vector cuyas componentes m_1, m_2, \dots, m_n son los parámetros desconocidos que se trata de determinar, en este caso, la resistividad real y el grosor de cada una de las capas del modelo de subsuelo.
- Si se conoce una solución aproximada m_o , ya sea por un modelo de interpretación automática directa, como el propuesto por Szaraniec (1976) o a partir de las curvas patrón, como el descrito por Orellana y Mooney (1966) se puede estimar su grado de validez mediante el cálculo del vector $f = f(m_o)$ que es la respuesta del modelo. Además, se puede determinar la diferencia $\varepsilon = |\delta - f|$, entre el vector de datos medidos y los datos calculados, la cual puede ser minimizada por diversos métodos de optimización.

Con el fin de determinar el modelo numérico de resistividades reales, los datos de campo de la campaña del IGME han sido reinterpretados mediante un software específico para procesar el registro de los sondeos eléctricos verticales, el RESIX Plus de Interpex Limited-USA.

El RESIX Plus es un programa de modelización, tanto directa como inversa, diseñado para interpretar datos de resistividad eléctrica SEV y para proporcionar un modelo de capas 1-D del subsuelo (Interpex, 1993). La modelización inversa del RESIX Plus permite obtener el modelo que, con el criterio de los mínimos cuadrados, mejor se ajusta a los datos de campo. La modelización se realiza con una regresión contraída o *ridge regression* (Inman, 1975) y es el usuario quien puede decidir, de manera interactiva, como modificar los parámetros (número de capas, potencia o posición de las capas y resistividad real) del modelo inicial (Figura 3.8).

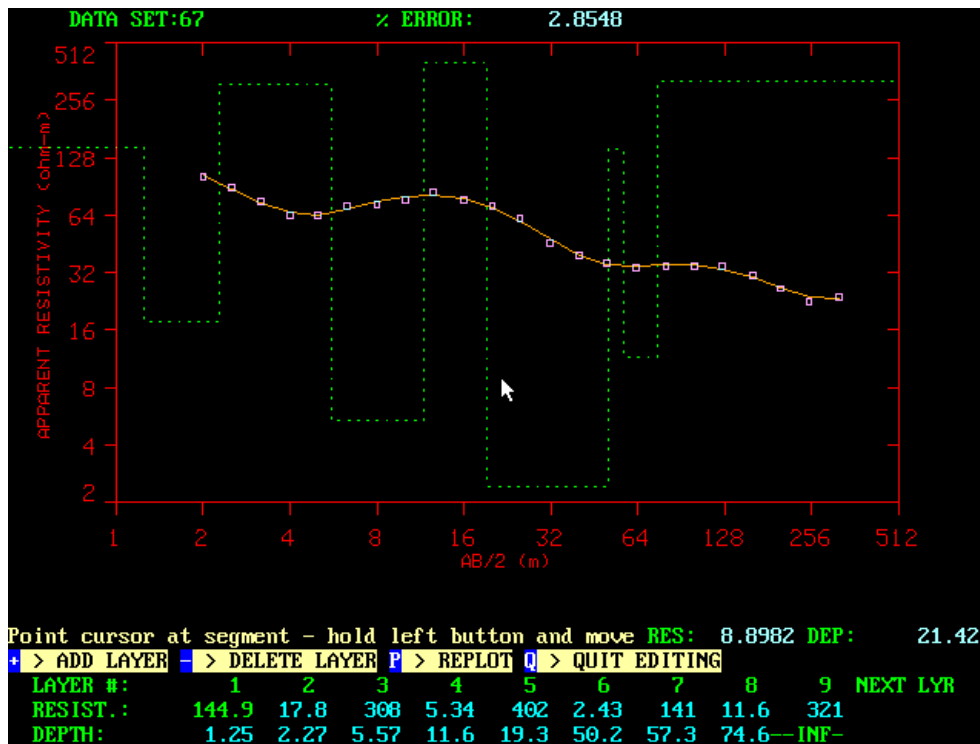


Figura 3.8. Vista del ajuste interactivo de los parámetros del modelo en RESIX Plus

3.3.4. Adquisición ERT

El método de prospección mediante tomografía eléctrica, también denominado ‘Automated array scanning’, es una ampliación del método SEV, de forma que se registran de manera automatizada múltiples SEV para distintas configuraciones electródicas.

Para ello, se disponen un conjunto de electrodos unidos al resistímetro ERT mediante un cable multicanal del tipo como el utilizado en prospección sísmica. El instrumento ERT controla la secuencia de adquisición a través de un programa de control, provocando que la unidad central vaya realizando mediciones de resistividad aparente para pares de electrodos consecutivos, de manera que al finalizar la toma de datos, se hayan realizado todas las combinaciones de pares posibles.

Las disposiciones posibles de electrodos son múltiples, siendo las más habituales: Wenner (en la que se mantiene idéntica la distancia a de separación inter-electródica), Schlumberger (en que se van separando los electrodos de corriente de los de potencial), Dipolo-dipolo (en que el par de electrodos de corriente se hallan separados de los de potencial una distancia mayor que su separación).

En esta tesis para la adquisición de datos en 2D se ha seleccionado el modo Wenner-Schlumberger que presenta una buena relación respuesta/señal (Pazdirek y Blaha, 1996). La manera de disponer los electrodos sobre el perfil exige que la distancia entre los M y N se mantenga constante, a , y que la distancia entre los electrodos A y M , o N y B , aumente desde el mínimo valor, a , hasta completar todo el perfil con la distancia máxima entre los extremos A y B (Figura 3.9). El modo de operación seleccionado durante la adquisición fue el siguiente: se efectúa una medida de resistividad aparente entre los 48 electrodos del instrumento 1-4-2-3, 1-6-3-4, ..., 1-48-22-27, luego la siguiente empezando con los electrodos 2-5-3-4, 2-7-4-5, ..., 2-48-23-27, y así hasta llegar al último que es el 45-48-46-47.

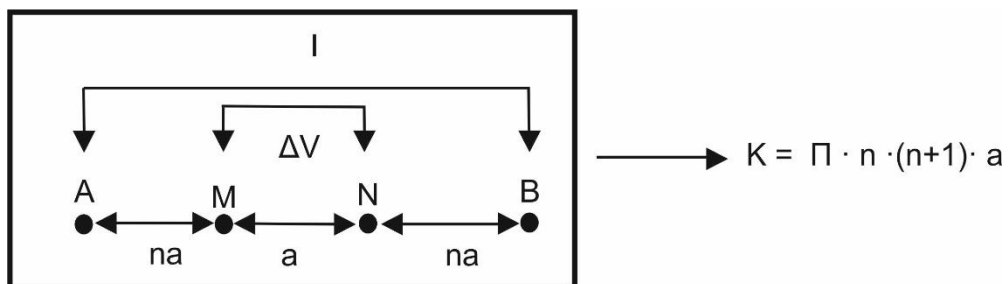


Figura 3.9. Esquema de la posición de los electrodos en un dispositivo Wenner-Schlumberger y el valor de su factor geométrico k . Modificado de Gabàs (2003)

Al abrir la distancia entre electrodos de corriente y los de potencial, vamos alcanzando distintos niveles de profundidad ($n=1,2,\dots$), obteniendo su resistividad aparente en el punto medio de cada conjunto de electrodos. Uniendo los datos de los diferentes niveles, obtenemos la llamada ‘pseudosección eléctrica’, que nos indica las variaciones de resistividad tanto vertical como lateralmente (Figura 3.10).

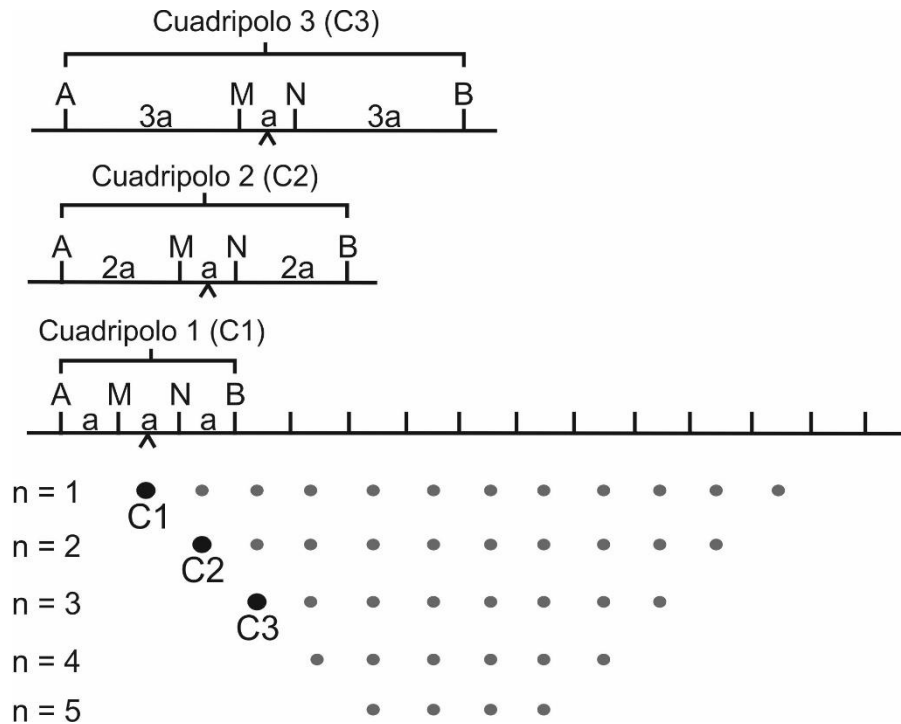


Figura 3.10. Esquema de la construcción de una pseudosección eléctrica para un dispositivo Wenner-Schlumberger de 15 electrodos

El equipo de adquisición de datos empleado fue un Resistivímetro SYSCAL PRO, de la empresa Iris Instruments (Orleáns, Francia) compuesto de los siguientes componentes: unidad central, 48 electrodos, un cable RS-232 de conexión a ordenador y dos cables multicanal de conexión a electrodos (Figura 3.11).



Figura 3.11. Fotografía del equipo de tomografía eléctrica SYSCAL PRO con el que se ha realizado la adquisición de datos geoelectrónicos en la Cubeta de Abrera y en la Vall Baixa del Llobregat. Dónde: 1- Unidad central, 2- Electrodo, 3- Cables de conexión SYSCAL PRO-electrodos. Fotografía realizada Gal·la Serra [5 de marzo de 2012]

El cable RS-232 se utiliza para transferir información de modo bi-direccional (de la computadora al equipo y del equipo a la computadora). Antes de realizar la campaña de adquisición de datos, se programa con el software ELECTRE PRO II (v. 2.03) el tipo de

3. Metodología

dispositivo más adecuado según el objetivo a cumplir y se envía la información al equipo. Una vez finalizada la campaña, los datos se descargan desde el resistivímetro al ordenador mediante el software PROSYS II (v. 3.07) (Figura 3.12).

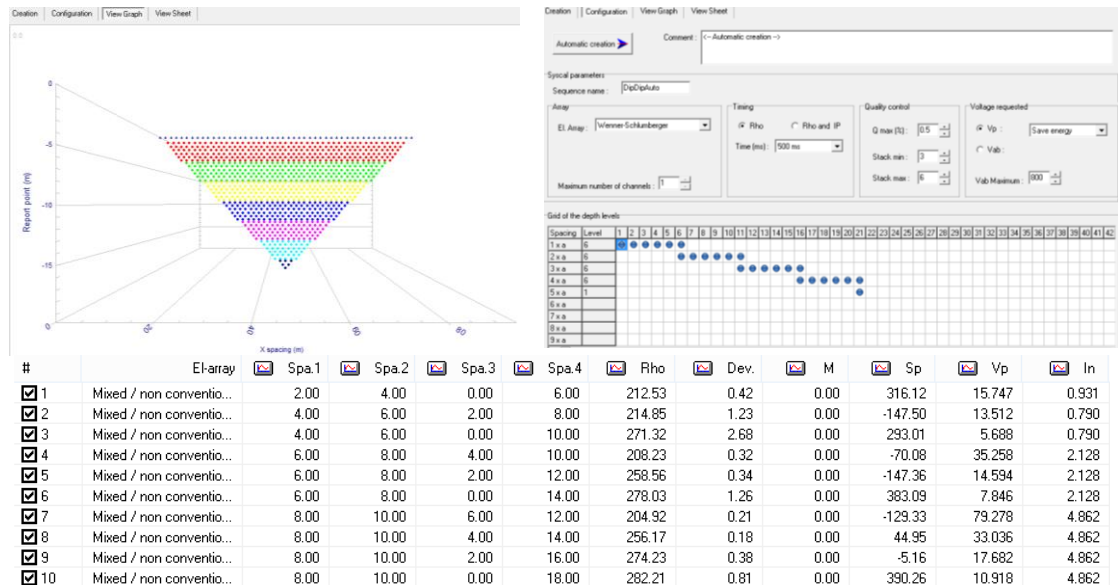


Figura 3.12. Vista de la interfaz gráfica de los softwares empleados para la creación de secuencias de adquisición (imágenes de la parte superior) y para descarga de la información de campo (imagen inferior)

Por otro lado, en la toma de datos del modelo 3D los cables de medida se disponen en forma de malla rectangular simulando una serpiente (Figura 3.13).

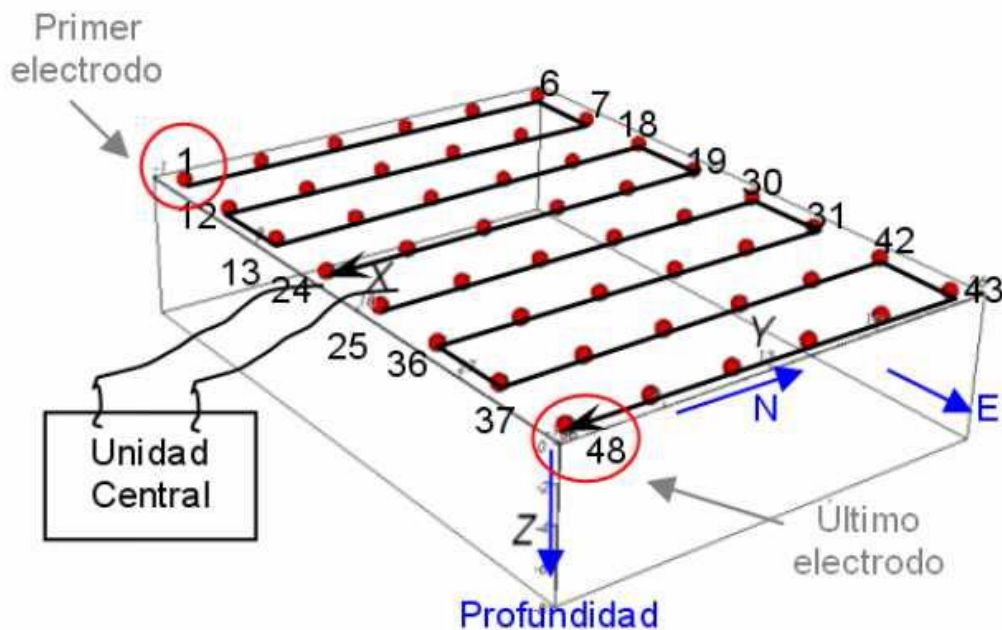


Figura 3.13. Esquema de la colocación del dispositivo de tomografía eléctrica en malla de serpiente para la toma de datos de resistividad eléctrica. Los electrodos están representados con puntos rojos

En este caso ha sido empleado el software ERTLab, que permite crear una secuencia en la que los datos se obtienen a partir de tres dispositivos: Wenner, Wenner-Schlumberger y dipolo-dipolo. De este modo, se obtiene un mayor número de valores de resistividad en el espacio.

3.3.5. Modelización ERT 2D y 3D

El parámetro medido mediante la tomografía eléctrica es la resistividad aparente del terreno. Dado que esta resistividad es función del espesor de las capas y de su resistividad real, es necesario efectuar un procesado de los datos de campo a fin de obtener la resistividad real. Esto se realiza a través de un procedimiento de inversión mediante el cual, de manera iterativa, ajustamos un modelo teórico y calculamos su resistividad aparente. Si este valor se aparta de los valores de campo por encima de un error estimado, calculamos el modelo con nuevos parámetros, hasta que el modelo teórico se ajusta, al nivel de error solicitado, a los valores experimentales adquiridos en campo.

Este proceso ha sido efectuado mediante el programa RES2DINV para las inversiones en 2D y el RES3DINV y el ERT LAB para las inversiones en 3D obteniendo las secciones geo-eléctricas y modelos de resistividad 3-D presentados en la tesis.

Los programas RES2DINV, RES3DINV y ERTLAB son programas comerciales de cálculo automatizado de modelos bidimensionales (2-D), el primero, y tridimensionales (3-D), el segundo y el tercero, de resistividades reales del terreno a partir de un conjunto de datos que constituyen la pseudosección de resistividades eléctricas aparentes, obtenidos por equipos de ERT.

Para calcular la resistividad aparente todos ellos utilizan una subrutina de modelización directa y para obtener modelos inversos de la resistividad real del terreno se utiliza una rutina no lineal de optimización por mínimos cuadrados (Loke y Barker, 1996). El RES2DINV y RES3DINV utilizan para el modelo directo tanto la técnica de diferencias finitas (si no hay corrección topográfica) como la de elementos finitos (en caso de ser necesaria la corrección topográfica) y el ERTLAB usa la modelización por elementos finitos.

Las rutinas de inversión del software se basan en el método de mínimos cuadrados constreñidos por suavización, de los autores citados. Puede utilizar la técnica de optimización quasi-Newton así como la habitual de Gauss-Newton (Loke y Dahlin, 2002).

Para ello, se divide el terreno en bloques rectangulares, que pueden ser de igual o diferente tamaño, pudiendo ampliar el número de bloques por encima del número de medidas. El propósito del programa es el de determinar la resistividad de los bloques rectangulares que produzca una pseudosección de resistividad aparente que se ajuste lo máximo posible a la obtenida en el campo. Para ello se usa el error cuadrático medio (RMS) entre los datos experimentales y la respuesta del modelo actualizado en cada iteración como criterio de convergencia durante el proceso de inversión.

3.3.6. Limitaciones. Parámetros de Dar Zarrouk

La resolución del problema inverso de las curvas de SEV está afectada por la falta de unicidad, ya que existen modelos muy diferentes que satisfacen la ecuación de manera muy razonable. Dichos modelos se denominan equivalentes dado que ajustan los datos medidos con el mismo grado o nivel de tolerancia. La no unicidad del problema inverso es debida al hecho de que los datos son discretos y no densos, y además las medidas experimentales están afectadas en un cierto grado por ruido instrumental y/o ambiental. Por ello, a cortes geológicos diferentes entre sí, pueden corresponder curvas de campo cuya discrepancia mutua es menor que el límite experimental de error, es decir: a cada curva de campo le corresponden n diferentes combinaciones de potencias y resistividades (Figura 3.14a).

Esta ambigüedad afecta sobre todo al cálculo individual de los parámetros de cada capa, pero no a los parámetros geoelectricos del conjunto del modelo. Es por ello que en la teoría de medios conductores estratificados, los parámetros y funciones que resultan de productos y cocientes entre el grosor y la resistividad de cada capa, como por ejemplo los parámetros de Dar Zarrouk, cobran gran importancia.

El principio de la no unicidad se basa en que un nivel o estrato geológico conductivo (como por ejemplo, una capa arcillosa) ubicado entre dos niveles con resistividad eléctrica altas tendera a concentrar el paso de la corriente eléctrica a través de él. La intensidad de

corriente total transportada se verá inalterada si la resistividad eléctrica ρ se incrementa, pero simultáneamente el grosor h se incrementa en la misma proporción por lo que la relación h/ρ (parámetro S de Dar Zarrouk) se mantiene aproximadamente constante (Figura 3.14b). En cualquier caso, una determinación única de h y ρ sería difícil, si no imposible (Casas *et al.*, 2008). Por lo tanto, y teniendo en cuenta el principio de equivalencia, las capas con resistividad eléctrica baja podrán ser modeladas con el parámetro S . Sin embargo, las capas con alta resistividad eléctrica estarán mejor definidas con el parámetro T ($h \cdot \rho$). Como ejemplo de la sensibilidad de estos parámetros, si la zona vadosa (no saturada) tiene 20 metros de grosor, la S presentara un rango de variación entre 2 siemens (en el caso de una capa pura de arcillas con resistividad eléctrica de $10 \Omega \cdot m$) hasta 0.04 siemens (caso de capa de gravas o arenas con una resistividad eléctrica de $500 \Omega \cdot m$).

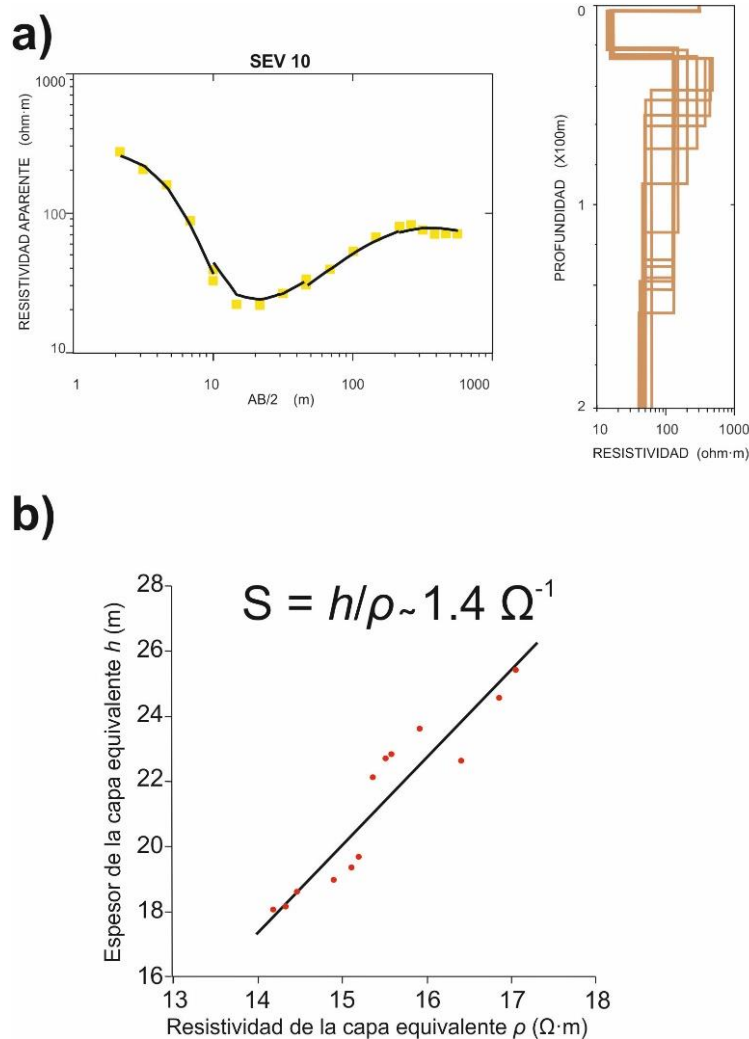


Figura 3.14. a): Datos (puntos amarillos) y curva modelo (en negro) del SEV 10 (izquierda) y modelos de resistividad eléctrica posibles con la curva del SEV 10 (derecha). b): Relación entre los grosores y los valores de resistividad eléctrica equivalentes de una de las capas del SEV 10

En la presente tesis, los parámetros de interés han sido la resistencia transversal T y la conductancia longitudinal S ambos definidos por Maillet (1947) y denominados parámetros de Dar Zarrouk.

Los parámetros S y T se determinan a partir de la interpretación de las curvas SEV obtenidas en el campo y son aditivos, por lo tanto a un conjunto de n capas le corresponde la suma de sus parámetros individuales. Es decir, S y T se definen, para una secuencia de n capas horizontales, homogéneas e isótropas de grosor h_i y resistividad eléctrica ρ_i tal como se indica en la Figura 3.15:

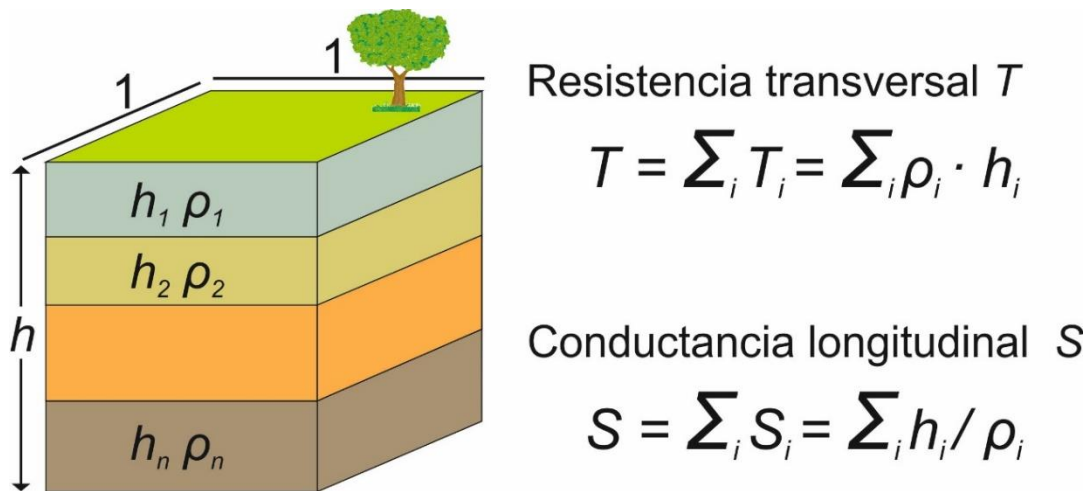


Figura 3.15. Parámetros de Dar Zarrouk

Es interesante notar que la cantidad $S_i = h_i / \rho_i = KH_i h_i$, siendo KH_i [$\Omega^{-1}L^{-1}$] la conductividad eléctrica (inversa de resistividad eléctrica) de la capa i -ésima, es análoga a la transmisividad hidráulica $K_i \cdot b_i$ usada en hidrología subterránea, donde K_i [LT^{-1}] es la conductividad hidráulica y b_i el grosor saturado [del estrato acuífero i -ésimo]. Esta analogía es determinante a la hora de establecer relaciones entre parámetros geoeléctricos e hidrogeológicos.

3.4. Conductividad hidráulica

3.4.1. Concepto y evaluación de la conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica es un parámetro hidrológico fundamental indicador de la facilidad con que un material deja pasar el agua a su través. El parámetro deriva de la ley de Darcy y se define como el caudal que pasa por una sección unidad del acuífero bajo un gradiente también unidad a una temperatura fija o determinada.

El parámetro presenta una gran variabilidad natural (Tabla 3.1) de manera que una formación aparentemente homogénea sus valores pueden variar tres o cuatro órdenes de magnitud (FCIHS, 2009). Los factores que determinan la conductividad hidráulica pueden ser intrínsecos y extrínsecos. Los intrínsecos son los propios del acuífero y dependen del tamaño de los poros y los factores extrínsecos son los que dependen del fluido. La evaluación de la conductividad hidráulica es un problema delicado ya que influyen mucho las pequeñas variaciones de granulometría y composición. Además, en un medio heterogéneo es muy difícil asignar una conductividad hidráulica, la cual puede variar además con la dirección (Custodio y Llamas, 2001).

Tabla 3.1. Valores típicos de conductividad hidráulica en sedimentos no consolidados (Coduto *et al.*, 2010)

Tipo de suelo	Conductividad hidráulica (cm/s)
Grava limpia	1 a 100
Arena y grava mezclada	10^{-2} a 10
Arena gruesa limpia	10^{-2} a 1
Arena fina	10^{-2} a 10^{-1}
Arena limosa	10^{-3} a 10^{-2}
Arena arcillosa	10^{-4} a 10^{-2}
Limo	10^{-8} a 10^{-2}
Arcilla	10^{-10} a 10^{-6}

Los métodos para su evaluación se pueden dividir en métodos de campo (ensayos de bombeo, de descenso en piezómetros, ensayos de trazadores y métodos de superficie como permeámetros, infiltrómetros o simulación de lluvia), de laboratorio (permeámetros aplicados a muestras inalteradas) y los obtenidos de forma indirecta usando fórmulas y/o gráficos a partir de las características texturales. Los mejores métodos son los de campo que permiten obtener valores medios cuya validez, sin embargo se limita al tramo ensayado. Son métodos costosos y, por ejemplo, en medios con una conductividad hidráulica muy elevada y/o en pozos o piezómetros mal diseñados o de los que se desconoce el diseño constructivo es difícil saber con certeza que el dato obtenido corresponde al tramo ensayado. Los ensayos laboratorio proporcionan datos puntuales, solo aproximados en caso de acuíferos no consolidados, y en acuíferos heterogéneos se precisa un gran número de determinaciones bien distribuidas para conseguir un valor representativo. También hay que tener en cuenta la dificultad para reproducir la estructura, textura y porosidad de la muestra. La muestra puede haber perdido arcillas, limos y variado su grado de compactación siendo factores que afectan notablemente a la conductividad hidráulica. Por su parte, las formulas y gráficos permiten estimar, de un modo aproximado, la permeabilidad de la muestra. Han sido propuestas varias fórmulas

con mayor o menor éxito, cuya expresión puede incluir datos tomados de la curva granulométrica.

3.4.2. Ensayos granulométricos y formula de Hazen

Ensayos granulométricos y la formula de Hazen han sido utilizados para determinar de manera indirecta en laboratorio el parámetro conductividad hidráulica.

Un ensayo granulométrico permite la determinación del tamaño de las partículas de sedimentos (o en su caso, rocas sedimentarias no consolidadas) y suele hacerse mediante el uso de tamices adecuados a cada tamaño, cuya luz o anchura de malla se corresponde con una serie de grupos o categorías previamente fijadas (granulometría por vía seca) (Custodio y Llamas, 2001).

Para realizar el ensayo de la granulometría seca el procedimiento seguido ha sido:

- Secar las muestra en un horno a 38°C durante 24h
- Disgregar la muestra para evitar que quede matriz arcillosa adherida en los granos/clastos y no quede retenida en un tamiz con tamaño de malla superior al que le correspondería
- Tamizar con los tamices de 16, 8, 4, 2, 1, 0.5, 0.32, 0.25, 0.2, 0.1 y <0.1 de malla (en mm) (Figura 3.16) de manera que cada tamiz retienen las partículas de diámetro superior al de la malla y deja pasar el resto de la muestra (NRCS 1999)
- Pesar la cantidad de muestra que queda retenida en cada tamiz

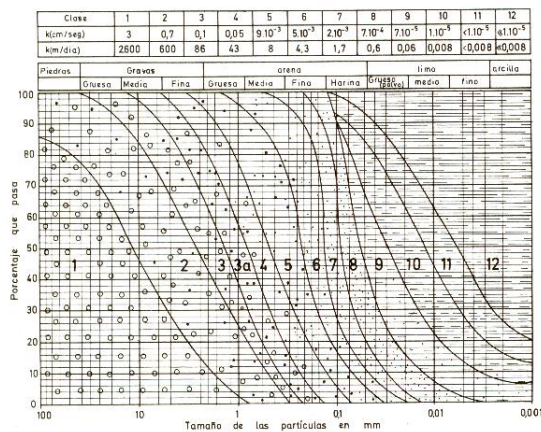
Los resultados de cada muestra se han representado en una curva acumulativa que constituye la curva granulométrica donde se representa en porcentaje acumulado de material que pasa por cada tamiz y los tamaños se representan en escala logarítmica.

A partir de las curvas granulométricas obtenidas y representadas, Breddin (1963) establece una clasificación gráfica de los terrenos. Esta clasificación se elabora a partir de curvas patrón denominadas curvas de Breddin en las que define 12 clases de terreno (Figura 3.17). En un principio las curvas de Breddin fueron diseñadas para aplicarse al área alemana de Nordrhein-Westfalen, pero pueden ser usadas también como una

estimación de la conductividad hidráulica en cualquier material no consolidado que tenga la curva granulométrica asimilable a una las de Breddin (Custodio y Llamas, 2001).



Figura 3.16. Batería de tamices usada para obtener las curvas granulométricas. Fotografía de R. Lovera



Clase	k según Hazen (cm/seg)	Clase acuífero	Clase conductividad hidráulica
1	3	muy bueno	muy alta
2	0.7	muy bueno	muy alta
3	0.1	bueno	alta
4	0.05	regular	media
5	$9 \cdot 10^{-3}$	pobre	pequeña
6	$5 \cdot 10^{-3}$	pobre	pequeña
7	$2 \cdot 10^{-3}$	muy pobre	muy pequeña
8	$7 \cdot 10^{-4}$	muy pobre	muy pequeña
9	$7 \cdot 10^{-5}$	impermeable	prácticamente impermeable
10	$1 \cdot 10^{-5}$	impermeable	prácticamente impermeable
11	$< 10^{-5}$	impermeable	prácticamente impermeable
12	$<< 10^{-5}$	impermeable	prácticamente impermeable

Acuífero
 Acuícludo

Figura 3.17. Izquierda: Curvas de Breddin y tabla con las clases de terreno según las curvas (Custodio y Llamas, 2001). Derecha: Tabla con clasificación del tipo de acuífero y de la conductividad hidráulica. Modificada de Custodio y Llamas (2001)

Además, se ha aplicado la fórmula de Hazen a los resultados de las curvas granulométricas para obtener un valor de conductividad hidráulica (k) para cada una de las muestras ensayadas:

$$k = C \cdot d_e^2$$

Donde C es una constante y d_e es el diámetro equivalente, que Hazen identifica con el valor de d_{10} de la curva granulométrica. Para K en cm/seg a 20°C y d_{10} en cm se ha utilizado $C=100$, valor descrito como habitual y de un cierto consenso (Cedergren, 1997) siendo el rango de variabilidad del valor C entre 9 y 120.

3.5. Tasa de infiltración

3.5.1. Concepto y cuantificación de la infiltración

Infiltración es el proceso por el cual el agua penetra en el suelo, a través de la superficie de la tierra, y queda retenida por él o alcanza un nivel acuífero. Superada la capacidad de campo del terreno (cantidad de agua que puede retener el suelo), el agua desciende por la acción conjunta de las fuerzas capilares y de la gravedad (agua gravífica). Esta parte del proceso recibe distintas denominaciones: percolación, infiltración eficaz, infiltración profunda, etc. (Martín, 2001).

La capacidad de infiltración de un suelo o tasa de infiltración es la máxima cantidad de agua que un suelo puede absorber en una unidad de tiempo y con unas condiciones del suelo definidas, pudiéndose definir como la velocidad a la que el agua penetra en el interior del suelo a través de su superficie.

Cuando el suelo está saturado, la tasa de infiltración coincide con la componente vertical de la conductividad hidráulica. Si el terreno no está saturado la tasa de infiltración será mayor debido a que el agua tenderá a llenar la porosidad y además las fuerzas de succión pueden hacer que el agua sea retirada de la superficie rápidamente (Custodio y Llamas, 2001).

La tasa de infiltración depende básicamente de la textura y de la estructura del suelo, pero otros factores como la vegetación y la composición del agua también influyen. La cantidad de agua que entra en contacto con la superficie del terreno (en condiciones normales agua de precipitación) conjuntamente con la tasa de infiltración del suelo, será la que determinará la cantidad de agua que acabará penetrando en el suelo. La tasa de infiltración se puede determinar a partir de medidas in-situ o a partir del análisis de escorrentía en cuencas pequeñas.

Hay varias metodologías para determinar, in-situ, la capacidad de infiltración como pueden ser los infiltrómetros de doble anillo, balsas de inundación, infiltrómetros de simulación de lluvia o permeámetros de aire.

En este caso se ha utilizado el infiltrómetro de doble anillo ya que es una técnica en la que la capacidad de infiltración se determina de forma directa, el ensayo tiene una cierta facilidad de operación, un coste económico bajo y en la que se utiliza una cantidad muy inferior de agua, si lo comparamos con metodologías como las balsas de inundación y los infiltrómetros de simulación de lluvia.

3.5.2. Infiltrómetro de doble anillo

El infiltrómetro de doble anillo es un método de campo que se utiliza para determinar la tasa de infiltración vertical de un suelo, que coincide con la conductividad hidráulica vertical saturada. Se obtienen medidas muy locales y, con él, la capacidad de infiltración se determina de forma directa.

El ensayo se conoce también con el nombre de anillos de Munz y consiste en saturar una porción de terreno limitada por dos cilindros concéntricos y medir la variación del nivel de agua introducida en la superficie del cilindro interior y el tiempo que tarda en producirse esta variación, para poder obtener la tasa de infiltración. El cilindro exterior impide la expansión lateral del agua infiltrada a través del área que limita el cilindro interior, es decir, evita la infiltración horizontal del agua por debajo del cilindro interior, de manera que las medidas correspondan con seguridad al flujo vertical.

Para llevar a cabo el ensayo, los 2 cilindros concéntricos se clavan en el terreno simultáneamente con la ayuda de una tapa de conducción de esfuerzos y un martillo, a una profundidad de 10 a 15 cm, de manera que queden nivelados. Una vez clavados los anillos, se puede tapizar el suelo del interior con grava o algún tipo de plástico para impedir que el impacto del agua cuando los llenamos provoque la disgregación de las partículas del suelo. También hay que comprobar que no haya fugas de agua provocadas por la presencia de piedras o raíces. Seguidamente se empiezan a llenar de agua los anillos, empezando por el anillo exterior, y consiguiendo que los 2 queden al mismo nivel (Figura 3.18a) para impedir que el flujo de agua del cilindro interior penetre hacia el cilindro exterior o en la inversa, como se muestra en la Figura 3.18b.

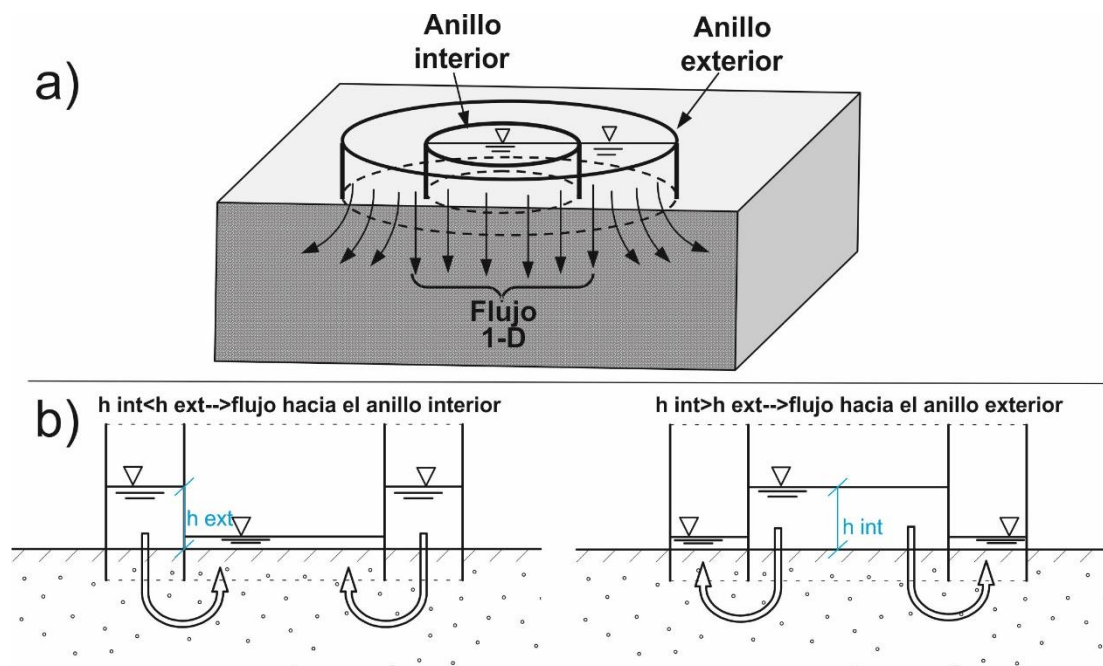


Figura 3.18. a): Esquema de las direcciones de flujo del agua cuando se realiza el ensayo de infiltración con el infiltrómetro de Munz. b): Efecto de la diferencia de niveles del agua entre ambos anillos, donde h =altura de columna de agua. Modificado de Ibáñez *et al.*, (2010)

Una vez se tienen los dos anillos llenos ya se pueden realizar las medidas a intervalos regulares (Figura 3.19), ya sea de tiempo o de descenso de lámina de agua en el interior del cilindro. En la presente tesis las medidas se han realizado a intervalos regulares de descenso de lámina de agua. Para realizar estas medidas, el anillo interior está provisto de una regla en su interior. Las medidas se toman hasta alcanzar una tasa de infiltración constante que permita asegurar que el suelo está saturado.



Figura 3.19. Fotografía del infiltrómetro de doble anillo durante la realización de los ensayos de infiltración. A la izquierda proceso de inca de los dos cilindros al terreno, a la derecha obtención de medidas. Fotografías realizadas el 5 de marzo de 2012

3.6. Transmisividad hidráulica

3.6.1. Definición y evaluación por métodos geoléctricos

El concepto de transmisividad hidráulica de un acuífero fue introducido por Theis en 1935 y se define como el producto entre la conductividad hidráulica y la potencia del medio saturado, en el caso de un acuífero homogéneo. La transmisividad hidráulica es un parámetro de gran interés en estudios hidrogeológicos, para la valoración de los recursos hidráulicos de un acuífero, debido a que permite evaluar la capacidad de un medio para transmitir el agua (Custodio y Llamas, 2001).

Los valores de transmisividad hidráulica se determinan en general, con ensayos de bombeo. Los valores calculados son valores promedios en un volumen de acuífero grande, pueden presentar grandes variaciones de un punto a otro del acuífero y en muchos casos, los ensayos de bombeo no son fáciles de realizar y son en general relativamente costosos en tiempo y recursos. Por ello, aun siendo siempre necesarios para una buena caracterización hidrogeológica, es muy difícil obtener una distribución más o menos representativa de valores de transmisividad de toda una unidad acuífera.

En este estudio se ha usado la información de métodos geoléctricos, mucho más rápidos y, como consecuencia directa, con una distribución espacial mucho más representativa de la zona de estudio con el objetivo de identificar las áreas más y menos favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos y más y menos favorables para la realización de operaciones de recarga artificial. En el caso de las zonas más y menos favorables para la explotación de recursos hídricos se ha comparado con información del Estudio de los Recursos Hidráulicos totales del Pirineo Oriental (MOP, 1971). En las balsas no se han podido obtener datos de transmisividad con la suficiente representatividad para compararlas con la distribución de los valores calculados de la T de Dar Zarrouk. El parámetro T de Dar Zarrouk está definido, tal como la transmisividad hidráulica, a partir de una base empírica y se puede correlacionar con este mismo parámetro hidráulico (Henriet, 1976; Ward, 1991).

Se han obtenido correlaciones estadísticas positivas en acuíferos de tipo granular como el estudiado (Figura 3.20) y relaciones negativas en acuíferos donde el agua circula preferencialmente por fracturas (tipo kárstico).

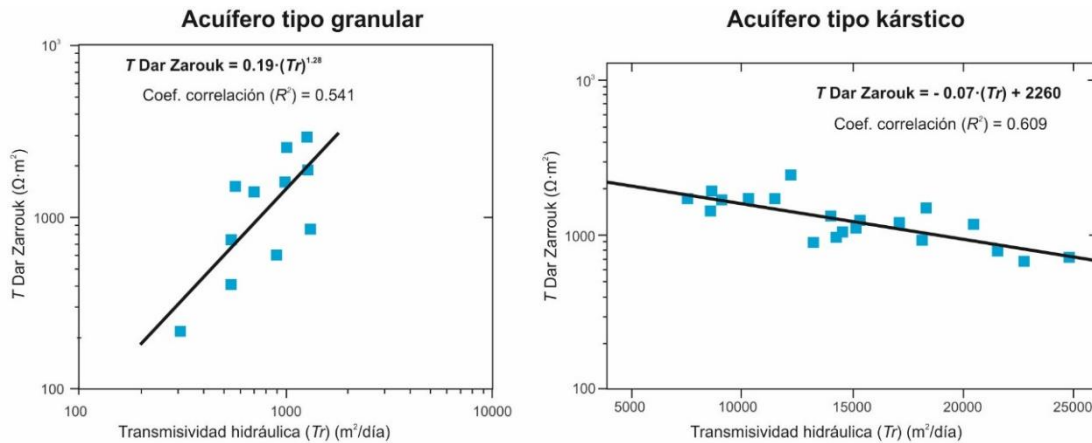


Figura 3.20. Relación entre la T de Dar Zarrouk y la Transmisividad hidráulica en acuíferos de tipo granular (izquierda, modificado de Soupios *et al.* (2007)) y en acuíferos con circulación del agua tipo acuífero kárstico (derecha, modificado de Batte *et al.* (2010))

3.7. Evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos

3.7.1. Marco jurídico

La Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000 establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas (DOCE nº 327 de 22/12/2000). La Directiva 2000/60/CE contiene disposiciones generales para la protección y conservación de las aguas subterráneas, como por ejemplo el artículo 17 de dicha Directiva establece que es necesario adoptar medidas destinadas a prevenir y controlar la contaminación de las aguas subterráneas, incluidos criterios para valorar el buen estado químico de las aguas subterráneas y criterios para la determinación de las tendencias significativas de aumento y para la definición de los puntos de partida de las mejoras futuras.

De forma más específica la Directiva 2006/118/CE del Parlamento Europeo y del Consejo de 12 de diciembre de 2006 (DOCE nº 372 de 27/12/2006) trata de la protección de las aguas subterráneas contra la contaminación y el deterioro. Así, en el punto primero del preámbulo establece que las aguas subterráneas son un recurso natural valioso que, como tal, debe ser protegido de la contaminación química y del deterioro. Esta circunstancia es especialmente importante para los ecosistemas dependientes de las aguas subterráneas y para la utilización de estas aguas para la obtención de agua destinada al consumo humano.

En el punto 2 del preámbulo indica que las aguas subterráneas son el recurso hídrico más sensible e importante de la Unión Europea y, que en particular, son la fuente principal del suministro público de agua potable.

Asimismo, en el punto 3 se apunta que las aguas subterráneas situadas en las masas de agua utilizadas para la extracción de agua potable, o que se pretendan utilizar con esta finalidad en el futuro, deben ser protegidas de modo que se evite el deterioro de la calidad de esas masas de agua, con objeto de reducir el nivel del tratamiento de purificación necesario para la producción de agua potable, de conformidad con los apartados 2 y 3 del artículo 7 de la Directiva 2000/60/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas.

También en el punto 8 indica que deben establecerse, como criterios comunitarios a efectos de la evaluación del estado químico de las masas de agua subterránea, normas de calidad para los nitratos, los productos fitosanitarios y biocidas, y debe garantizarse la coherencia con la Directiva 91/676/CEE del Consejo, de 12 de diciembre de 1991 (DOCE n° 375 de 31/12/1991), relativa a la protección de las aguas contra la contaminación producida por nitratos utilizados en la agricultura, la Directiva 91/414/CEE del Consejo, de 15 de julio de 1991 (DOCE n° 230 de 19/08/1991) relativa a la comercialización de productos fitosanitarios y la Directiva 98/8/CE del Parlamento Europeo y del Consejo, de 16 de febrero de 1998, relativa a la comercialización de biocidas (DOCE n° L 123 de 24/04/1998).

3.7.2. Concepto y cuantificación de la vulnerabilidad

La base de la prevención está en una precisa evaluación de la vulnerabilidad de los acuíferos en términos de exposición de las masas hídricas subterráneas a los contaminantes potencialmente vertidos en el ambiente, y particularmente sobre la superficie del suelo. La evaluación de la vulnerabilidad consiste en calcular la facilidad con que los contaminantes pueden alcanzar el acuífero desde la superficie, atravesando el medio no saturado (o zona vadosa), ya que el tiempo necesario para que el contaminante alcance el acuífero, después de atravesar el subsuelo, tiene un efecto directo sobre la cantidad de contaminante que finalmente podrá incorporarse al agua subterránea (Duijvenbooden y Waegeningh, 1987). De hecho, en la zona no saturada tienen lugar

diversos mecanismos (biodegradación aeróbica, volatilización, adsorción en la matriz sólida) que permiten reducir de forma efectiva la carga contaminante cuando el tiempo de tránsito es suficientemente largo.

Según Gogu y Dassargues (2000) la valoración de la vulnerabilidad está delimitada a un lugar o área determinada y dependerá principalmente del valor de recarga, de las propiedades del suelo, de las características de la zona no saturada y también de las características propias del acuífero. Además depende secundariamente de la topografía, de la relación entre las aguas superficiales y las subterráneas, y la naturaleza de la unidad subyacente del acuífero.

El concepto de vulnerabilidad de las aguas subterráneas está basado en la suposición que el entorno físico proporciona una protección natural a las aguas subterráneas frente a los impactos humanos, especialmente respecto a contaminantes que se introducen desde la superficie del terreno (Vrba y Zaporozec, 1994).

Genéricamente puede distinguirse entre vulnerabilidad intrínseca (natural) y específica:

- a) La vulnerabilidad intrínseca de las aguas subterráneas a la contaminación está condicionada por las características geológicas, hidrológicas e hidrogeológicas del medio, independientemente de la naturaleza del contaminante y del escenario contaminante.
- b) La vulnerabilidad específica de las aguas subterráneas representa la vulnerabilidad que ofrecen frente a un contaminante, o grupo de contaminantes particulares. Tiene en cuenta las propiedades de los contaminantes y su relación con los diferentes componentes que inciden en la vulnerabilidad intrínseca y considera todos los procesos que condicionan la migración del contaminante (transporte, almacenamiento, intercambio y transformación).

Los diferentes grados de vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos pueden expresarse en forma de mapas que permiten una representación sencilla e intuitiva de su variabilidad espacial, siendo especialmente útiles en los procesos de planificación del territorio.

De hecho, en el proceso de planificación territorial, los mapas de vulnerabilidad permiten programar medidas de protección sobre las áreas definidas como más vulnerables y reglamentar para estas zonas los usos que comporten un menor riesgo. En definitiva, los mapas de vulnerabilidad son un instrumento fundamental para conseguir un desarrollo humano y medioambiental sostenible (Casas *et al.*, 2009). Los mapas de vulnerabilidad se representan generalmente por medio de áreas de diferente color, o escala de grises, que simbolizan diferentes grados de vulnerabilidad (o protección natural respectivamente).

Sin embargo, existen también limitaciones, ya que algunos métodos son algo subjetivos y proporcionan solamente una aproximación cualitativa. Uno de ellos es el método GOD desarrollado por Foster (1987) y caracterizado por la sencillez de aplicación. A lo largo de estos últimos años, la necesidad de mejorar la ordenación y gestión territorial ha propiciado el desarrollo de diferentes métodos para evaluar la vulnerabilidad (Voigt *et al.*, 2004).

Uno de los objetivos de la tesis es trazar áreas de menor a mayor vulnerabilidad en función de la disposición de los materiales que se aprecian a partir de los resultados de métodos geoelectricos (SEV). El parámetro de interés es la conductancia eléctrica longitudinal del conjunto de capas situadas sobre el nivel piezométrico, que da idea del contenido de arcilla. Ésta proporciona una estimación de la protección a la contaminación de los acuíferos

Para alcanzar el objetivo, el método utilizado para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos ha sido el método AVI modificado por Kalinski *et al.* (1993).

3.7.3. Método AVI. Aproximación geoelectrica

El método AVI (Acuifer Vulnerability Index) fue desarrollado en Canadá por Stempvoort *et al.* (1993) y trata de evaluar la vulnerabilidad a partir de un concepto de base física que consiste en determinar la resistencia hidráulica (C) o tiempo necesario para que los contaminantes crucen las distintas capas situadas entre la superficie del terreno y el acuífero (zona no saturada). La resistencia hidráulica se calcula a partir de la

potencia de cada una de las i capas suprayacentes al acuífero (h) y de la estimación de conductividad hidráulica de cada una de ellas (K) usando la expresión:

$$C = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{K_i}$$

El método AVI resulta relativamente sencillo de aplicar, permite una evaluación de la vulnerabilidad de manera semicuantitativa y al tener una base física tiene una menor subjetividad. Sin embargo, como ya se ha descrito anteriormente, obtener valores de K representativos puede resultar muy costoso. Para solventar esta limitación, Kalinski *et al.* (1993) hizo una variación del método y utilizó la potencia (h) y la resistividad (ρ) de cada una de las capas de la zona no saturada para obtener en este caso el parámetro S de Dar Zarrouk representativo de la zona no saturada:

$$S = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{\rho_i}$$

Además, Kalinsky obtuvo una relación empírica del valor de S (en siemens) con el tiempo que tardaría una sustancia contaminante en llegar al acuífero (tiempo de tránsito) (Figura 3.21).

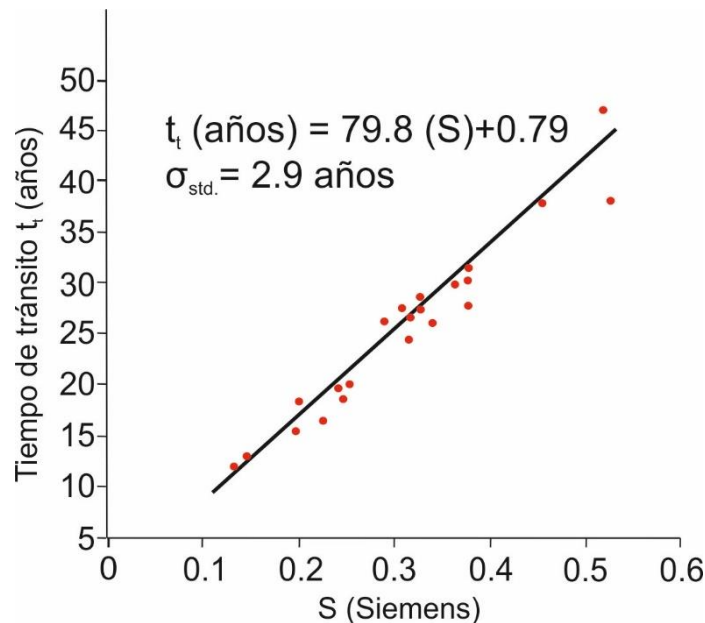


Figura 3.21. Relación entre el tiempo de tránsito y la conductancia longitudinal unitaria S . Modificado de Kalinski *et al.* (1993)

CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Sistema acuífero multicapa. Zona de estudio

- Marco geográfico y climático
- Caracterización hidrológica
- Geología e hidrogeología

Sistema acuífero multicapa

- Piezometría
- Sondeos de investigación y pozos
- Prospección eléctrica SEV. Adquisición y tratamiento de datos
- Transmisividad hidráulica
- Resistencia transversal (T de Dar Zarrouk)
- Conductancia longitudinal (S de Dar Zarrouk)
- Evaluación de la vulnerabilidad
- Discusión y conclusiones

Acuífero libre y balsas de recarga artificial. Zonas de estudio

- Marco geográfico y climático
- Marco geológico
- Contexto hidrogeológico
- Problemática hidrogeológica
- Recarga artificial en el Llobregat
- Balsas de recarga artificial de Ca n'Albareda y Sant Vicenç dels Horts

Acuífero libre

- Diseño campaña adquisición
- Problema de equivalencia
- Tasa de infiltración
- Geometría del acuífero y potencial de recarga en el meandro
- Discusión y conclusiones

Balsas de recarga artificial

- Caracterización geofísica de la zona saturada
- Caracterización geofísica de la zona vadosa
- Modelo 2D vs secciones del modelo 3D
- Estimación de conductividad hidráulica
- Tasa de infiltración
- Monitorización de la infiltración
- Monitorización de la colmatación y el mantenimiento
- Discusión y conclusiones

4. Resultados y discusión

4.1. Sistema acuífero multicapa. Zona de estudio

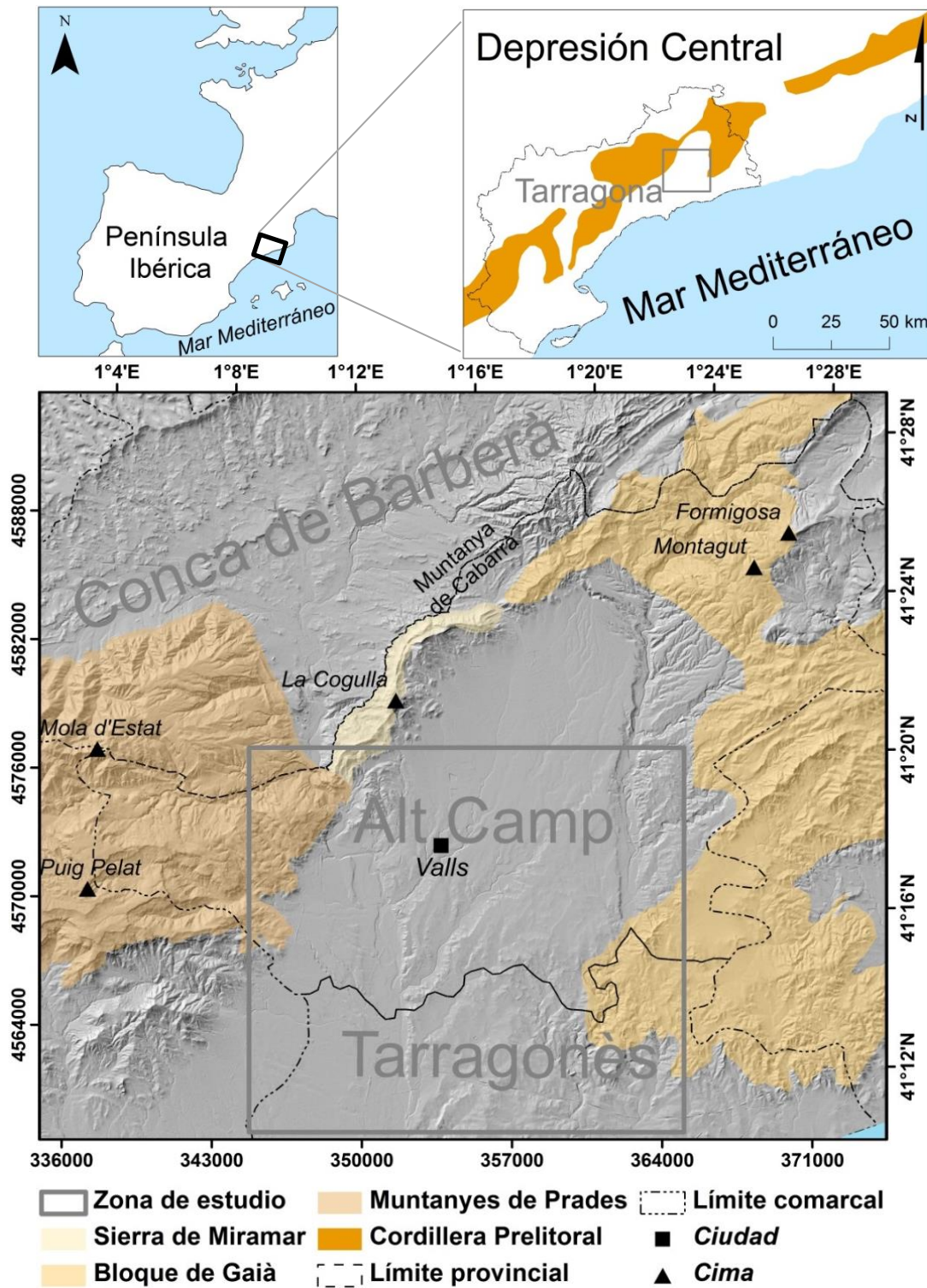
4.1.1. Marco geográfico y climático

La zona objeto del estudio se sitúa en la provincia de Tarragona (Noreste de la Península Ibérica) y comprende una parte de la comarca natural del Alt Camp y el sector más septentrional de la del Tarragonès (Figura 4.1). Está habitada por cerca de 50 000 habitantes, de los cuales más de la mitad residen en la capital de la comarca, el municipio de Valls. Es un área eminentemente agrícola con una industria, relacionada con el complejo petroquímico de Tarragona, concentrada también en los alrededores de Valls.

La zona abarca una superficie de 365 km² y es parte de una planicie delimitada por relieves positivos, de la parte sur de la Cordillera Prelitoral Catalana, dispuestos en forma de semicírculo. La cota topográfica de la planicie varía desde la correspondiente a la del Mar Mediterráneo, situado al sur, hasta aproximadamente los 400 m, de la parte norte, ganando altura suavemente hacia las montañas orientales y occidentales, mientras que hacia el norte el desnivel se rompe de forma acusada.

Las montañas que la limitan por el norte se pueden diferenciar en tres secciones: el Bloque del Gaià, la Sierra de Miramar y las Montañas de Prades, salvables por numerosos collados y valles fluviales. Del primer bloque destaca el área norte con elevaciones cercanas a los mil metros de la sierra de Ancosa (Formigosa, 995 m; Montagut, 962 m), mientras que hacia el sur van perdiendo importancia. A través de la sierra de la Muntanya de Cabarrà se conecta hacia el oeste con la Sierra de Miramar, un conjunto estrecho de formación menos elevada (La Cogulla, 789 m) y que sirve de límite con la Conca de Barberà. Hacia el oeste se conecta con las Montañas de Prades (Puig Pelat, 1.071 m; Mola d'Estat, 1.126 m) que constituyen el límite oriental de la planicie.

Como resultado a su orografía, la zona tiene un clima suave y moderado, aunque diferenciado entre la llanura y la montaña. Las montañas protegen a la llanura de los vientos del interior mientras que ésta se resguarda y se ve influenciada por el mar Mediterráneo, aunque de acción moderada debido a su distancia.



Las temperaturas mínimas se alcanzan en enero y en diciembre, con valores medios cercanos a los 9 o 10°C. Por otra parte las máximas se consiguen en julio y agosto, siendo la media de estas de unos 24°C. El diagrama ombrotérmico (Figura 4.2) permite observar la existencia de un episodio árido, es decir, que la curva de temperaturas se sitúa por encima de la lluvia. Este episodio se produce en el centro del verano y es un elemento

que condiciona bastante tanto el tipo de vegetación que se encuentra en la zona, como su desarrollo, ya que representa un período de déficit de agua importante.

Las precipitaciones también se ven condicionadas en gran medida por la orografía, por lo que la mayoría de lluvias vienen acompañadas por el viento de Levante mediterráneo. Suelen ser inestables, aunque presentando lluvias intensas y en ocasiones lluvias peligrosas y aguaceros. En la llanura, las precipitaciones rondan los 500-600 mm y en las zonas montañosas asciende hasta los 800 mm.

A lo largo del año se observa la existencia de un máximo de lluvia que se concentra en septiembre y dos picos más en octubre y en mayo. Los mínimos de precipitación se producen en febrero y en julio, coincidiendo este último con la época de mayores temperaturas (GISA, 2011).

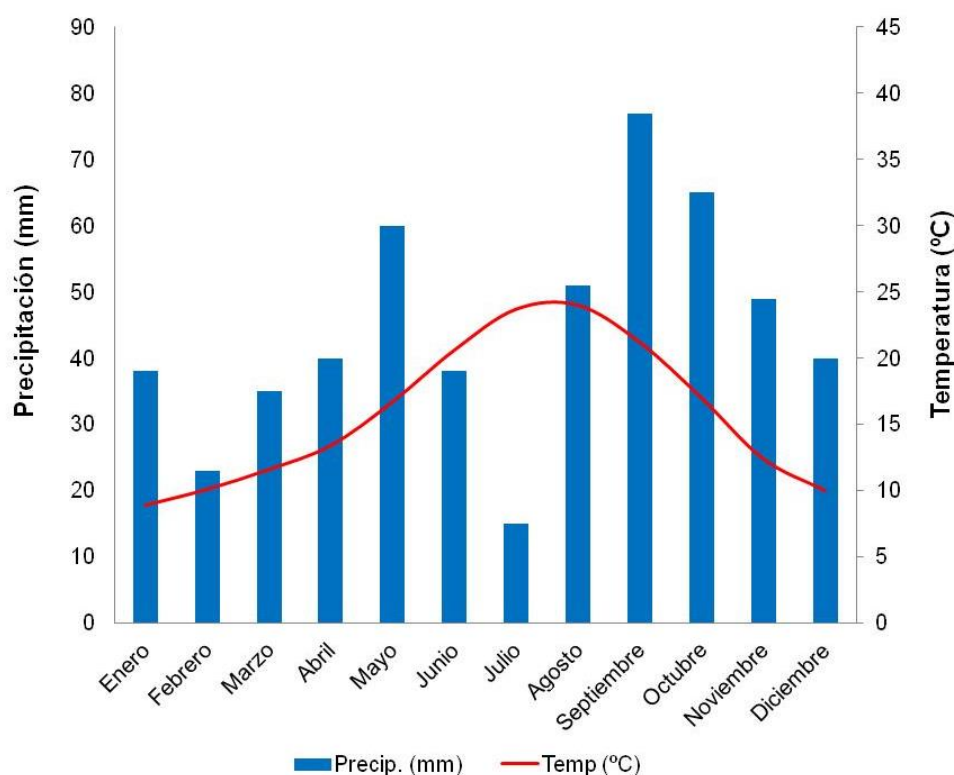


Figura 4.2. Medias mensuales de temperatura y precipitación en la estación de Tarragona-Reus/Aeropuerto para el período 1981-2010. Modificado de AEMet (2012)

4.1.2. Caracterización hidrológica

La zona de estudio es un área poco poblada, agrícola y con un sector industrial que ocupa más del 50 % de la población activa por lo que las canalizaciones de agua (sistema hídrico superficial) y los pozos (sistema hídrico subterráneo) se utilizan, sobre todo, para

la industria y el riego (DIUE, 2010).

El sistema hídrico superficial lo conforman los ríos Francolí y Gaià, y las rieras asociadas a estos ríos. De hecho, los ríos Francolí y Gaià, con unas cuencas de 838 y 423 km² respectivamente, son el eje de la planicie y la atraviesan de norte a sur (IDESCAT, 2012). Ambos tienen un caudal del mismo orden de magnitud (decenas de Hm³ anuales), se mueven en terrenos similares, nacen en la Depresión Central Catalana y se nutren de afluentes surgidos de las montañas colindantes. Sus regímenes son muy irregulares y pueden ser muy reducidos durante largas temporadas, y crecer inmediatamente en época de lluvias.

El Francolí (Figura 4.3) es usado en la comarca por las industrias y para el regadío, y, en menor medida, para uso urbano. La zona por la que discurre el Gaià, la mitad oriental de la comarca, es más rural, por lo que su uso está destinado básicamente a la agricultura. De hecho, la agricultura de regadío (avellana) se concentra en las proximidades de estos ríos y el resto de la superficie cultivada de la comarca se dedica al secano (viña y olivo).

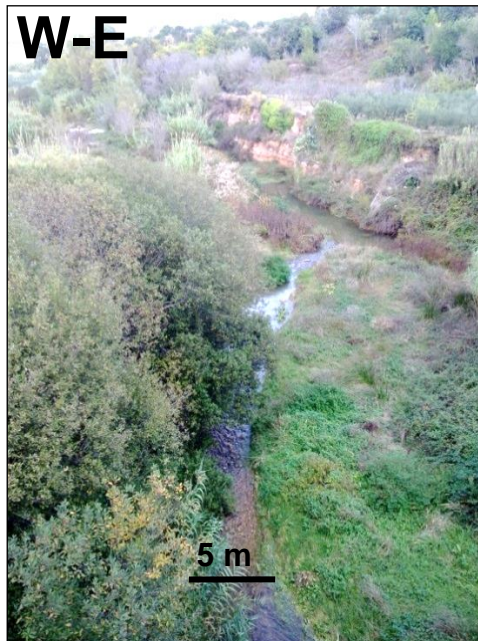


Figura 4.3. Vista del río Francolí. Fotografía efectuada por A. Sendrós en el puente de la carretera C-37 (PK 4+300) [Octubre 2011]

El sistema hídrico subterráneo se encuentra conectado con el superficial para atenuar el efecto de la irregularidad de precipitaciones. La Agència Catalana de l'Aigua (ACA) estima que el subterráneo aporta anualmente 9.2 Hm³ al superficial y que está sujeto a una presión por extracción alta (se extraen 13.8 Hm³/año de los 19 Hm³/año disponibles).

Las extracciones se realizan con captaciones, emplazadas en el acuífero pliocuaternario, que son de tipo pozo abierto y sondeo entubado y tienen profundidades variables desde los 6 hasta los 320 metros de profundidad con predominio de perforaciones de más de 100 metros (Figura 4.4).

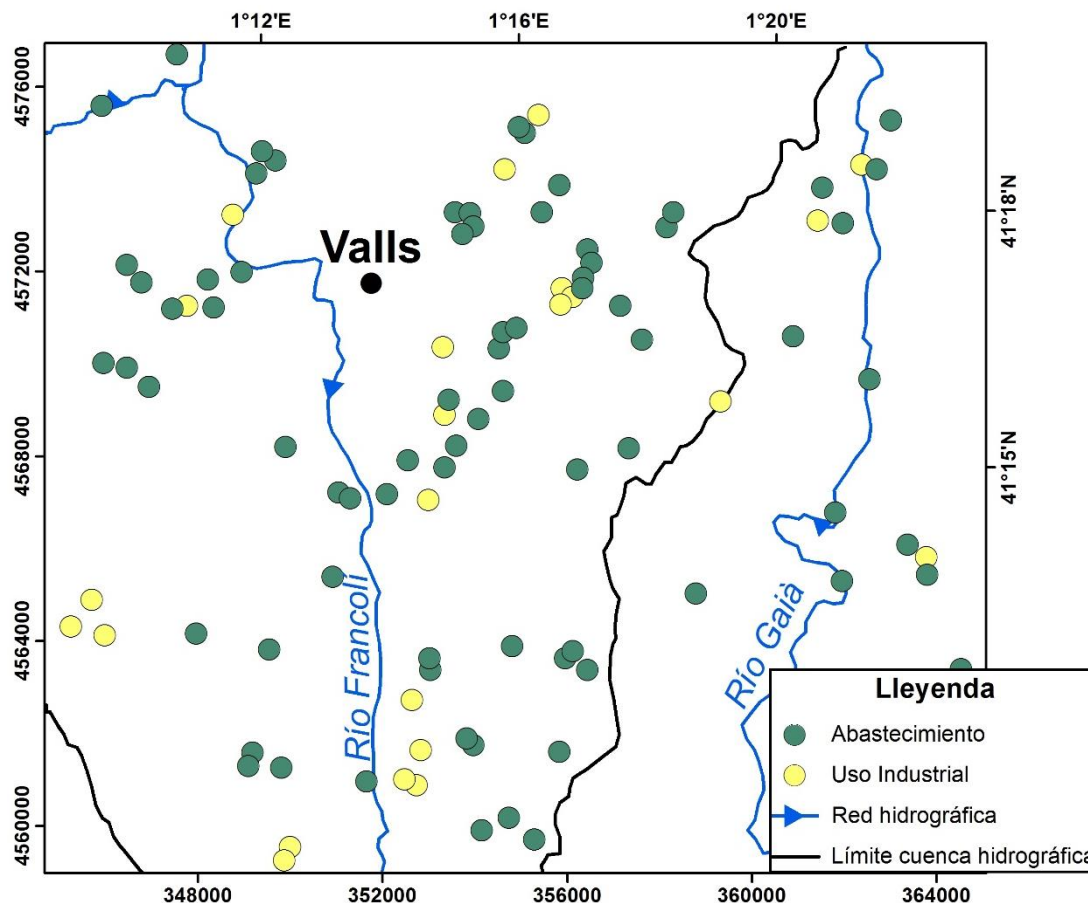


Figura 4.4. Puntos de extracción de agua subterránea para el abastecimiento y para usos industriales. Modificado de ACA (2004a)

Las industrias de la zona se abastecen principalmente de este sistema hídrico subterráneo mediante captaciones propias. Es por este hecho que las estadísticas de volumen de facturación, proporcionadas por las entidades suministradoras, reflejan un consumo industrial relativamente bajo de la red pública (0.5 Hm³ en el 2011) según IDESCAT (2013) respecto a otros usos como es el del abastecimiento de la población (2.3 Hm³). Las industrias están concentradas en los alrededores de Valls y, en menor medida, en Alcover, y las principales consumidoras de agua se dedican al sector metalúrgico, al del papel, al de los materiales de la construcción, al textil, al alimentario y cuenta con la presencia de industrias químicas destacadas (Figura 4.5).



Figura 4.5. Vista de la empresa metalúrgica Armanifer (parte superior) y vista de la empresa química Valls Química (parte inferior). Fotografías efectuadas por A. Sendrós desde la carretera del Pla, 277 [Octubre 2011]

4.1.3. Geología e hidrogeología

El contexto geológico e hidrogeológico de la zona de estudio corresponde al del relleno de una fosa tectónica asimétrica (fosa del Camp de Tarragona) con materiales del Cuaternario y del Neógeno de origen marino y continental (París, 2008).

La cuenca, es una fosa tectónica con orientación NE-SW, limita al norte y al este con los relieves mesozoicos del Massís de Bonastre y del Bloc del Gaià, y al norte y al oeste con los relieves paleozoicos y mesozoicos de la sierra de Miramar y del Bloc de Prades (Figura 4.6). La fosa está rellena por un potente conjunto de sedimentos detríticos (conglomerados, areniscas y arcillas) y se culmina, en el Cuaternario, con el desarrollo de piedemontes y abanicos aluviales, consecuencia de la denudación de los materiales de los relieves circundantes, y con la formación de las terrazas fluviales de los ríos Francolí y Gaià (ACA, 2004a).

La geometría de una cuenca sedimentaria es generalmente patente a partir de las anomalías de gravedad que genera el déficit de masa de los sedimentos en relación a los materiales que constituyen el zócalo de la cuenca. En el caso de la fosa del Camp de Tarragona, el contraste de densidad entre los sedimentos neógenos y el zócalo formado

por rocas plutónicas, esquistos paleozoicos y calizas mesozoicas, es significativo y del orden de 250 kg/m^3 . Con la finalidad de determinar la geometría del zócalo se han reprocesado 1270 estaciones gravimétricas disponibles en la zona del Camp de Tarragona y a partir del mapa de anomalías de Bouguer se ha filtrado la tendencia regional generada por la disminución del grosor de la corteza terrestre, como se pone de manifiesto en el mapa de anomalías gravimétricas de Catalunya (Casas, *et al.*, 1986).

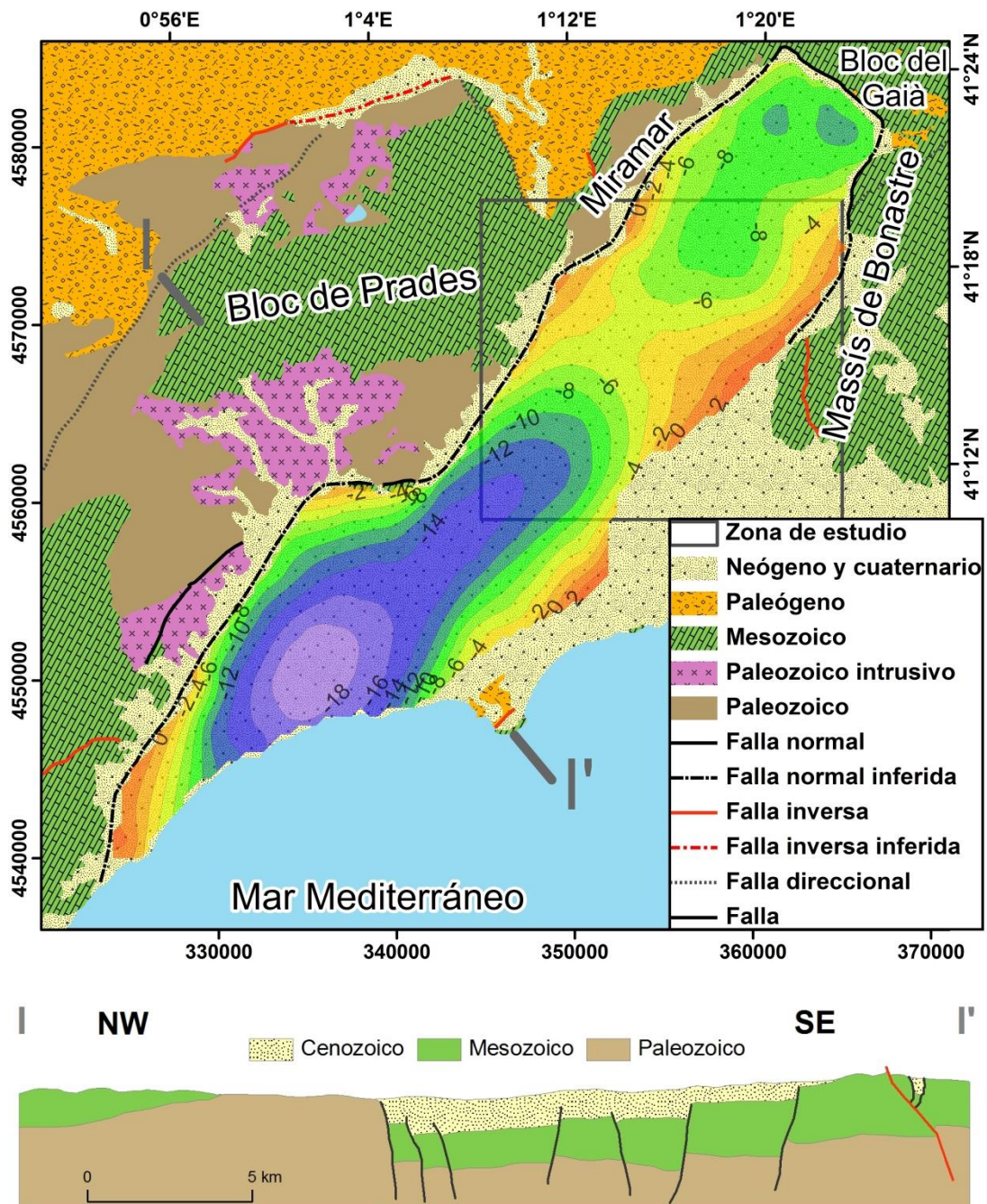


Figura 4.6. Mapa de anomalías gravimétricas residuales (valores en mGal) de la fosa del Camp de Tarragona sobreimpuesto al esquema geológico de la zona (parte superior). Perfil geológico I-I' (parte inferior). Modificado de Guimerà (1988)

El mapa de anomalías residuales obtenido se ha superpuesto al esquema geológico de la zona (Figura 4.6) y muestra la correspondencia entre la distribución de las anomalías negativas con la disposición estructural de la fosa. Así mismo, se pone de manifiesto que la fosa tiene dos depocentros, uno al SW con anomalías gravimétricas negativas que superan los -18 mGal y otra al NE con mínimos de -10 mGal. Ambos depocentros están separados por un umbral, o alto estructural.

El sistema acuífero estudiado está compuesto por materiales cuaternarios (Figura 4.7) y por niveles de conglomerados y areniscas de las formaciones del Plioceno continental.



Figura 4.7. Afloramiento de conglomerados del Pleistoceno. Fotografía efectuada por C. Rovira cerca de l'Ermita del Remei [Octubre 2011]

Los materiales cuaternarios (piedemontes y terrazas fluviales de la fosa del Camp de Tarragona) constituyen, por si mismos, un acuífero de entidad regional, el cual se describe como intensamente explotado (IGME, 1986).

Los niveles del Plioceno fueron depositados en un ambiente continental y se configuran en forma de paleocanales, por lo que su distribución es bastante heterogénea. Este factor es el que dificulta la delimitación de los acuíferos, ya que no están formados por capas continuas (París, 2008).

El sistema tiene en general un comportamiento libre, pero en algunas zonas, la intercalación de niveles arcillosos provoca aislamientos hidrogeológicos desde el punto de vista de la explotación de los recursos; por lo que se debe considerar su funcionamiento

como el correspondiente a un acuífero complejo (multicapa) con propiedades hidráulicas muy variables de un punto a otro (ACA, 2004a).

El flujo de agua subterránea tiene un sentido preferente norte-sur, que coincide aproximadamente con el curso de los ríos Francolí y Gaià, aunque no es estrictamente septentrional-meridional debido a los aportes de los sectores E y W (Figura 4.8).

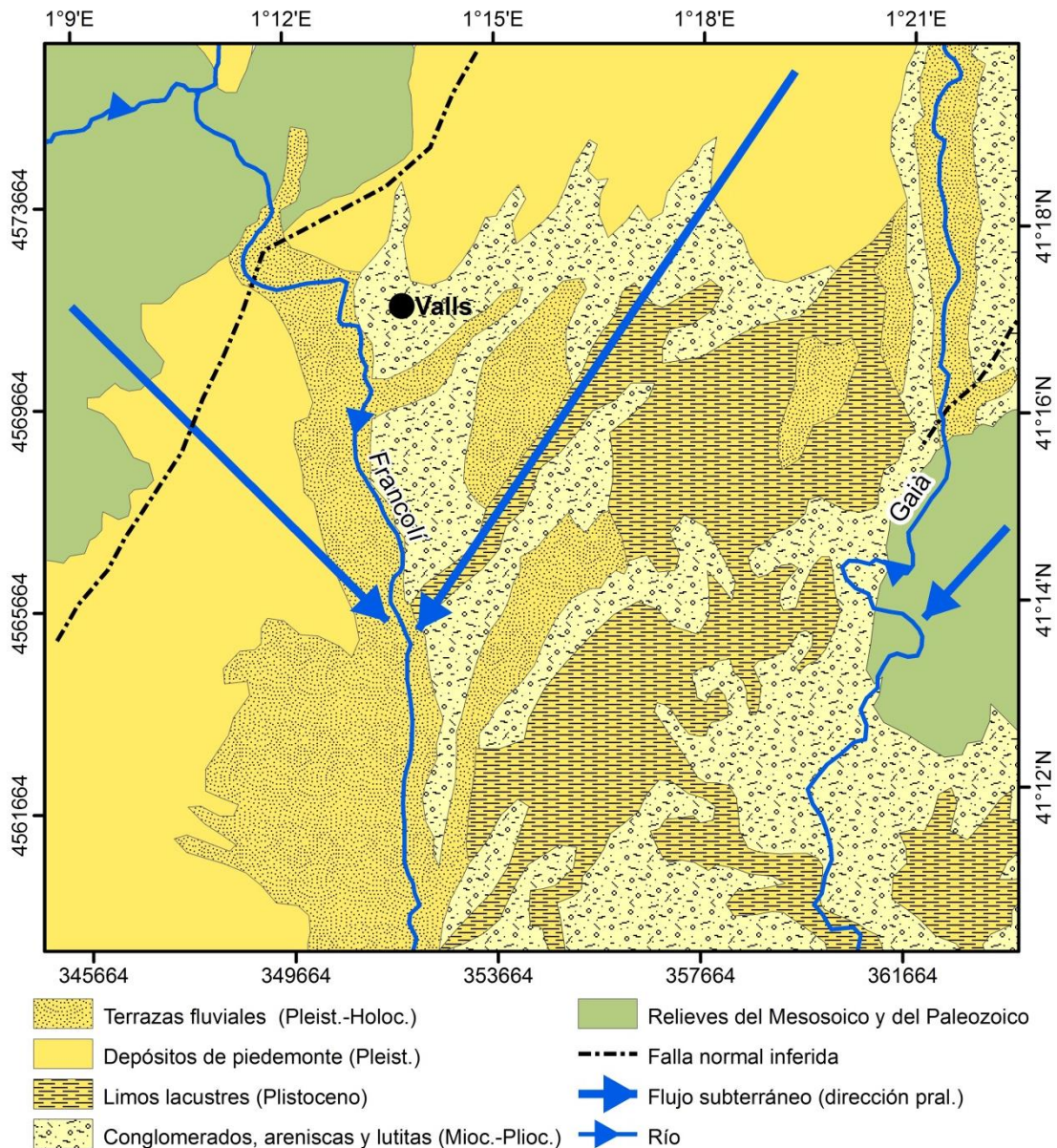


Figura 4.8. Mapa con las unidades hidrogeológicas de la zona de estudio. Modificado de ICC (2003)

La recarga del sistema subterráneo se efectúa a través de la infiltración de la lluvia, y de la escorrentía superficial y subterránea de todos los sistemas laterales. Sus zonas de recarga están situadas, como en el caso de la red hidrográfica superficial, en las áreas topográficamente más elevadas, tanto noroeste como sudoeste. Por otro lado, la descarga

o drenaje se hace a través del flujo al mar, del bombeo, y de la escorrentía subterránea a los ríos Francolí y Gaià (IGME, 1986).

4.2. Sistema acuífero multicapa

En este caso de aplicación se pretende desarrollar una metodología que permita la estimación de parámetros hidrogeológicos en las formaciones acuíferas de la cuenca de Valls a partir de métodos geofísicos y en particular de los parámetros geoeléctricos de Dar Zarrouk. El caso comprende varios objetivos troncales:

- Reinterpretar los datos de sondeos eléctricos verticales (SEV), considerando los principios de supresión y equivalencia, para generar una solución del problema inverso adaptada al presente estudio.
- Usar información geológica de sondeos mecánicos próximos a los SEV como modelo inicial del proceso de inversión.
- Calcular los parámetros T y S de Dar Zarrouk y examinar su variabilidad y distribución en la zona de estudio.
- Delimitar las áreas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos (mayor transmisividad hidráulica) y las zonas más susceptibles a la contaminación de estos recursos (menor tiempo de tránsito).
- Establecer el rango de validez entre propiedades geofísicas (parámetros T y S de Dar Zarrouk) y parámetros hidrogeológicos (transmisividad hidráulica y el tiempo de tránsito, respectivamente) a escala regional en el conjunto de la zona de estudio.

Para ello han sido usadas tres fuentes de información previa (nivel piezométrico, litológica y geofísica) para el cálculo de los parámetros de Dar Zarrouk.

El nivel piezométrico ha sido obtenido de los datos que proporciona la red de monitorización de calidad y cantidad que tiene el organismo de cuenca competente (ACA) (Figura 4.9).

La información litológica ha sido recopilada de 13 pozos y sondeos de investigación (sondeos). Los sondeos han aportado información directa (a través de los testigos de roca obtenidos) pero, como se observa en la Figura 4.9, tienen una distribución espacial poco representativa de la zona de estudio y su información es difícil de cuantificar.

Por otro lado, con los datos geofísicos proporcionados por 141 sondeos eléctricos verticales (SEV), se pudo obtener información de modo indirecto (potencia de las capas arcillosas a partir de los valores de resistividad eléctrica) pero presentan una distribución espacial más representativa y los valores adquiridos son más fáciles de cuantificar.

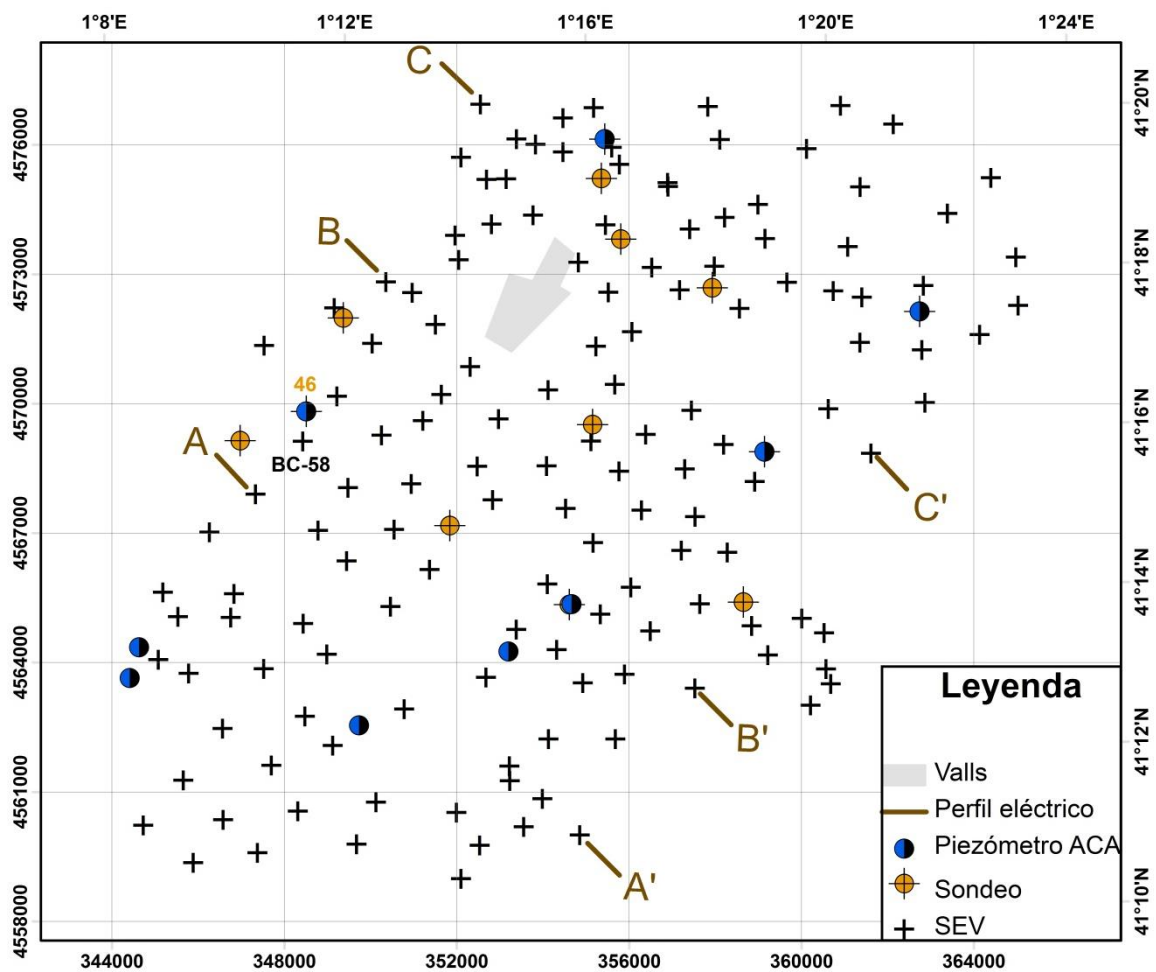


Figura 4.9. Distribución espacial de la información usada en el estudio

4.2.1. Piezometría

El motor de los movimientos y el condicionante del flujo de las aguas subterráneas, conjuntamente con la geometría y la distribución espacial de conductividad hidráulica y de las porosidades, es la diferencia entre niveles piezométricos.

El nivel piezométrico se define como la energía total por unidad de peso del agua subterránea en un punto del acuífero. Esta energía total es igual a la suma de energía potencial más la presión intersticial ya que, la energía cinética puede despreciarse por los valores de velocidad bajos habituales en las aguas subterráneas (FCIHS, 2009).

El nivel o cota piezométrica ha sido estimado, para cada uno de los 141 SEV, de forma indirecta, usando los valores puntuales de 8 puntos de control que tiene la red piezométrica de la ACA en la zona de estudio y del pozo del Polígono Industrial de Palau de Reig de Dalt (Anexo 2; Tabla A2.1).

Primero los valores puntuales han sido interpolados con el método de Kriging ordinario (Davis, 2002) para todo el área de estudio. Aunque los valores puntuales son escasos, los resultados de la interpolación son consistentes con la información hidrogeológica recopilada (ACA, 2004a). Es decir, si se representan las líneas equipotenciales y de flujo (Figura 4.10), el agua subterránea tendría un sentido preferencial norte-sur y se complementa con los aportes de los sectores E y W.

Finalmente, se ha extraído el valor de la cota piezométrica que correspondería a cada SEV con una subrutina VBasic (Anexo 2). La subrutina ha sido creada para calcular los datos de cota piezométrica de forma automática, rápida y para facilitar la repetitividad de la metodología en estudios futuros.

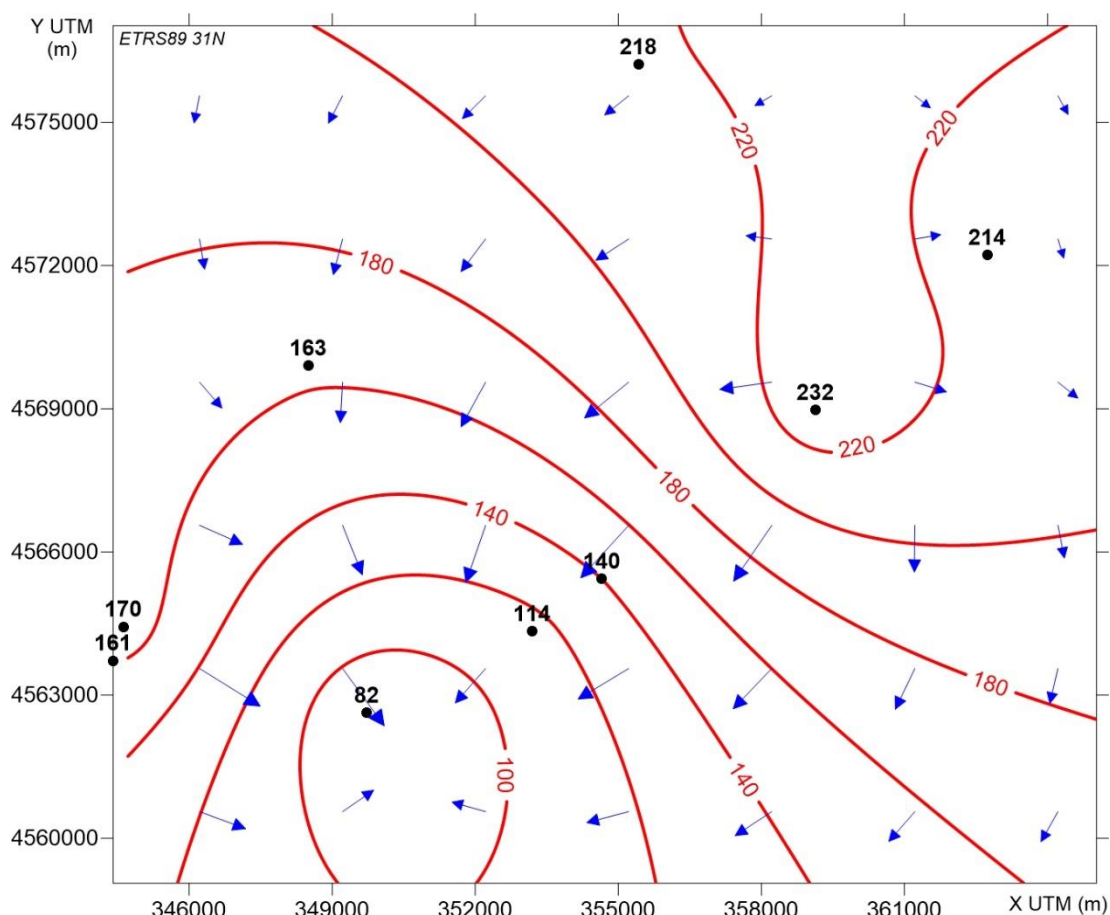


Figura 4.10. Mapa piezométrico de la zona de estudio. En negro: valores puntuales de cota piezométrica, en rojo: el resultado de la interpolación y en azul: representación de las líneas de flujo. Valores expresados en msnm

4.2.2. Sondeos de investigación y pozos

Los sondeos de investigación o los pozos son elementos puntuales de acceso al subsuelo, con capacidad para obtener información muy diversa sobre el medio geológico y/o hidrogeológico existente, así como para la evaluación de su comportamiento hidrodinámico.

Para la realización del presente trabajo ha sido recopilada información de 22 sondeos mecánicos (Anexo 3; Tabla A3.1) y ha sido seleccionada la información litológica del subsuelo, proporcionada por 13 de estos sondeos, para su correlación con los parámetros geoelectrónicos.

La información litológica de 8 de los sondeos proviene del Estudio de los Recursos Hidráulicos Totales del Pirineo Oriental (MOP, 1971), 4 del inventario proporcionado por el ACA y 1 de una captación situada en el, actualmente clausurado, Campo de Aviación de Valls.

4. Resultados y discusión

Todos los sondeos fueron realizados con toma continua de testigo litológico. Los sondeos del estudio del MOP (1971) tienen unos 100 metros de profundidad cada uno, los de la ACA varían entre los 90 y 180 m y el del campo de aviación tiene 202 m (Figura 4.11).

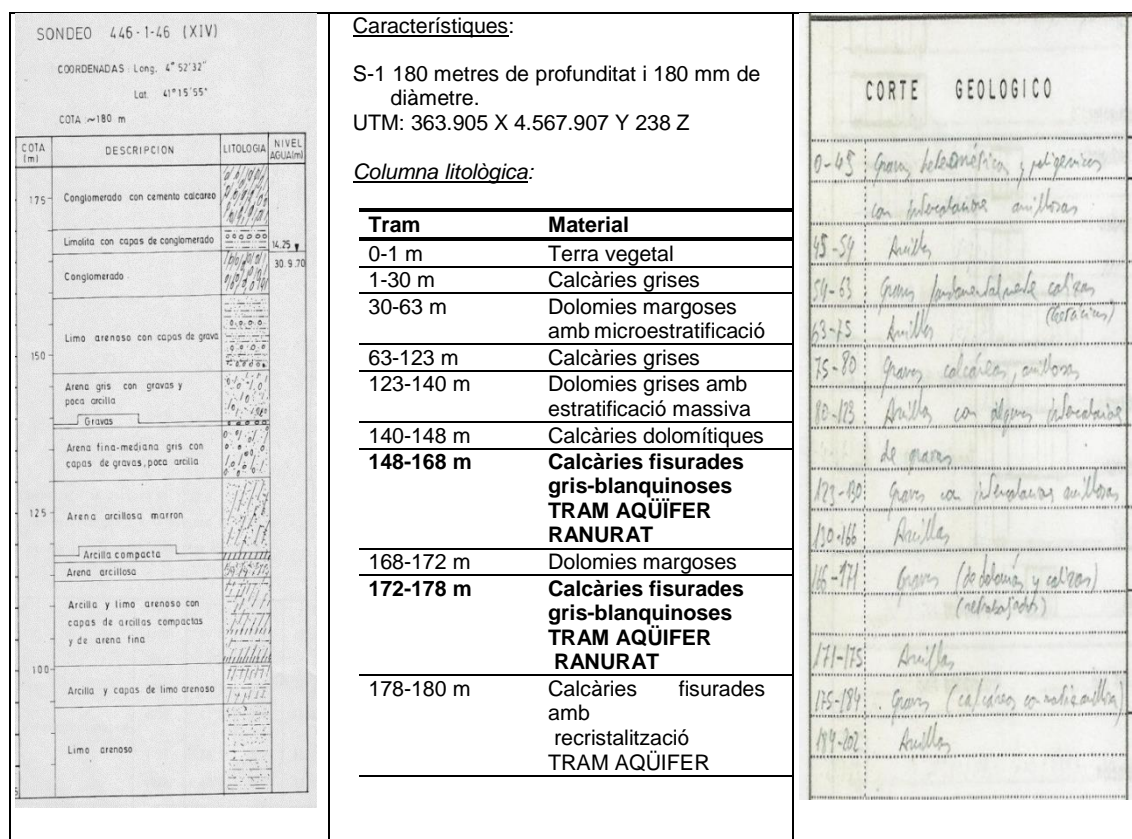


Figura 4.11. Ejemplos de información litológica recopilada. Columna litológica de un sondeo efectuado por el MOP (1971) (izquierda), de uno proporcionado por al ACA (parte central) y de un sondeo en el Campo de Aviación de Valls (izquierda)

4.2.3. Prospección eléctrica SEV. Adquisición y tratamiento de datos

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) elaboro una campaña de prospección eléctrica con la metodología SEV en la zona del Camp de Tarragona (1981-1985). Ciento cuarenta y uno de estos SEV han sido seleccionados de su base de datos ya que cubren de modo efectivo la zona de estudio formando una malla casi regular (con 2 km de espaciado entre sí). Los SEV fueron ejecutados con el dispositivo tetraelectrónico simétrico de Schlumberger, y una longitud máxima de línea de emisión de corriente ($AB/2$) entre 500 y 1500 m.

La finalidad de la interpretación cuantitativa de los SEV ha sido conseguir información sobre el grosor y la resistividad eléctrica de los materiales que forman el

subsuelo y de toda la sección acuífera. Las condiciones iniciales de cada uno de los modelos con n capas, n valores de resistividad eléctrica y $n-1$ grosores (ya que la última capa se supone de grosor infinito) han sido establecidas con las columnas litológicas de los sondeos mecánicos más próximos a cada uno de los SEV.

En el caso de los SEV más próximos a un sondeo, el número de capas y el grosor se dejaron como variables fijas e invariables durante el proceso de inversión y cada una de las resistividades, estimadas inicialmente, y el grosor la capa $n-1$ como parámetros libres (Figura 4.12).

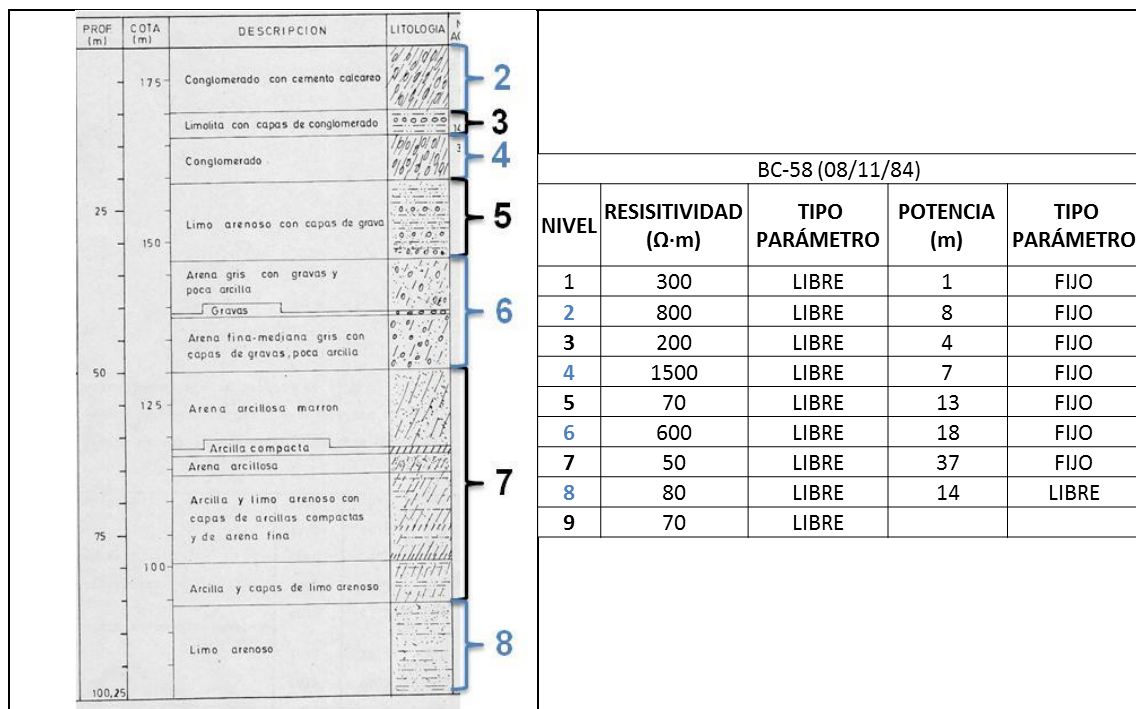


Figura 4.12. Condiciones iniciales usadas para la inversión de los datos de resistividad eléctrica aparente del SEV BC-58. Columna litológica del sondeo 46 del MOP (1971) con la delimitación de niveles (izquierda) usada para definir los parámetros iniciales del SEV ubicado más próximo al sondeo (derecha)

Por otra parte, en los SEV más alejados a un sondeo se han tomado como parámetros iniciales los resultados de la inversión de los SEV próximos a un sondeo. En este caso, con el número de capas como parámetro fijo y la resistividad eléctrica y el grosor de las capas como parámetros variables.

Con estos parámetros y condiciones iniciales, las 141 curvas aparentes SEV de campo han sido obtenidas (Anexo 4 y en la Tabla A5.1 del Anexo 5 se muestra la posición de cada uno de ellos y su error cuadrático medio), pero como resumen, solo los resultados simplificados de dos curvas de campo se presentan en este apartado (Figura 4.13). Son

los sondeos 6 y 10 y representan dos modelos opuestos; el SEV (notado como VES en la figura) 10 es la típica curva H que muestra una capa fina con baja resistividad eléctrica, el SEV 6 muestra valores de resistividad eléctrica intermedios (cercanos a los $150 \Omega \cdot m$) sobre una capa con resistividad eléctrica alta (sobre los $1000 \Omega \cdot m$).

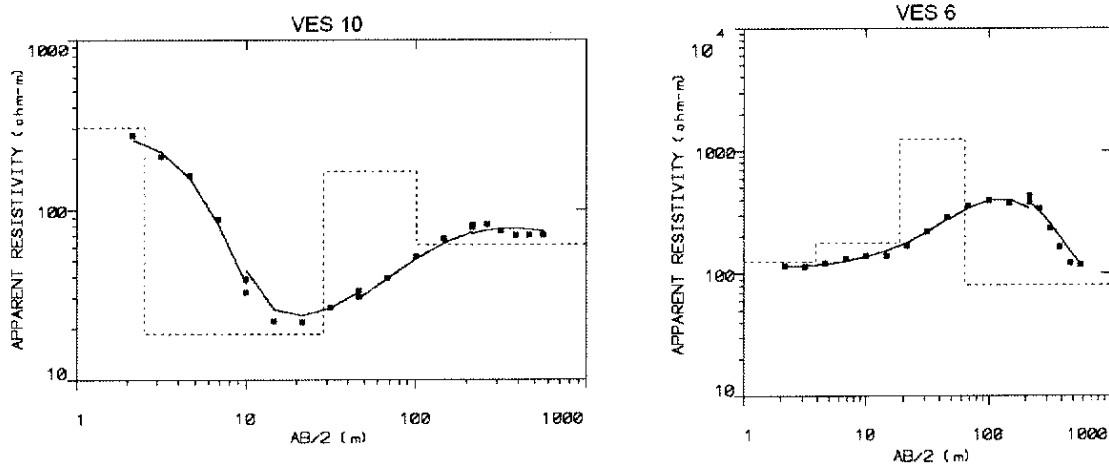


Figura 4.13. Típicas curvas de campo obtenidas en la Cuenca de Valls

También con los datos de 39 modelos SEV, se han realizado 3 perfiles de resistividad eléctrica perpendiculares a la dirección de la estructuración geológica principal (Figura 4.9). Para su representación se ha usado el software IPI2Win (Bovachev *et al.*, 2011) y se ha podido identificar una tendencia general, en la zona de estudio, de resistividades eléctricas del subsuelo crecientes de sur a norte (Figura 4.14).

Por último destacar la buena correlación que se ha logrado entre los datos de campo y los modelos eléctricos. La estimación del error entre los datos de campo y el modelo eléctrico obtenido en la última iteración, con el software de inversión, están entre el 1.1 y el 11.7%, con un error medio inferior al 3.5%.

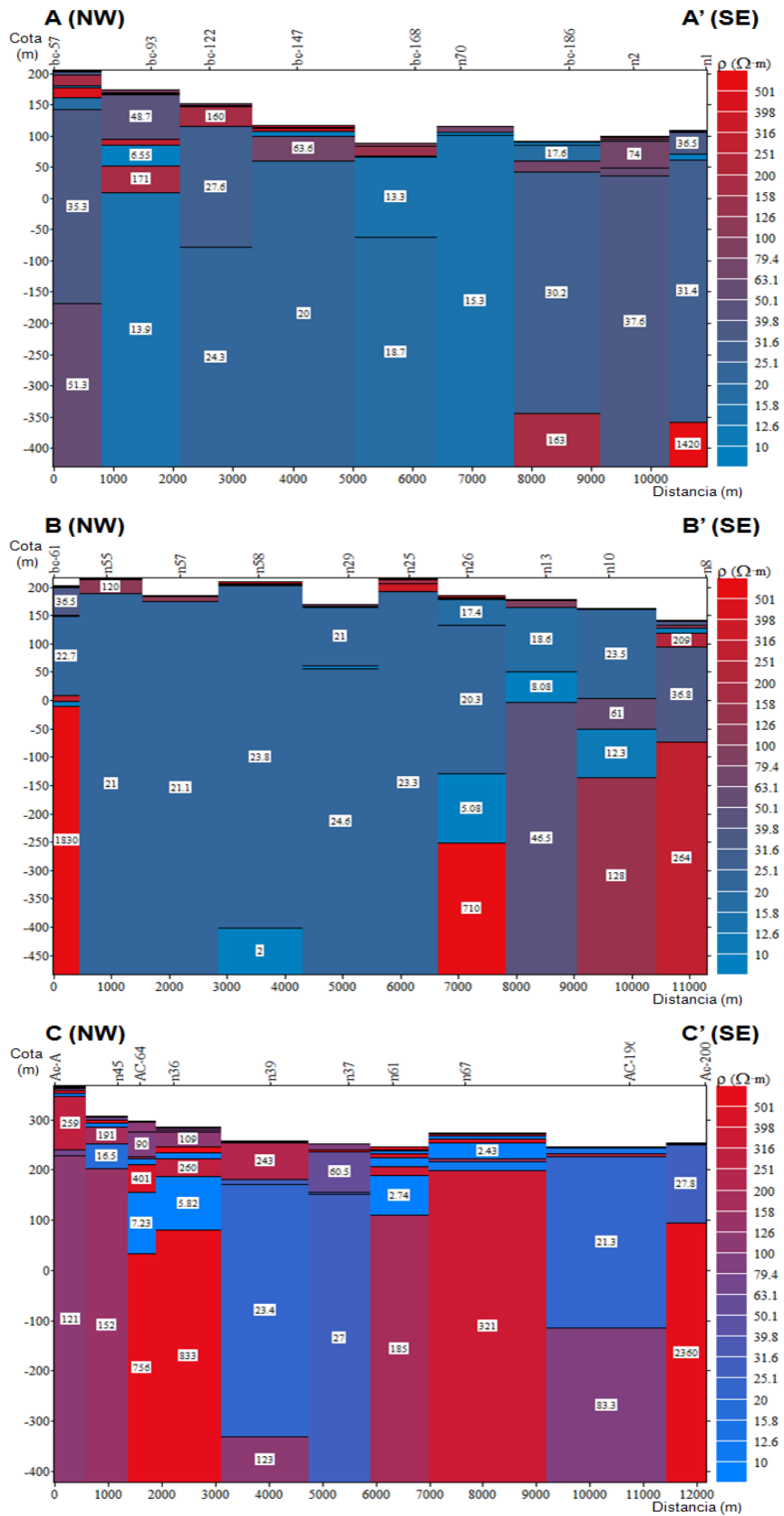


Figura 4.14. Perfiles de resistividad eléctrica realizados a partir de 39 modelos SEV. Las tonalidades rojizas indican resistividades eléctricas altas y las azules resistividades eléctricas bajas

4.2.4. Transmisividad hidráulica

La identificación de las zonas más y menos favorables a la explotación de las aguas subterráneas se ha realizado con el “Mapa 1:100.000 de Parámetros hidrogeológicos del Sistema 74-Tarragona” (Figura 4.15).

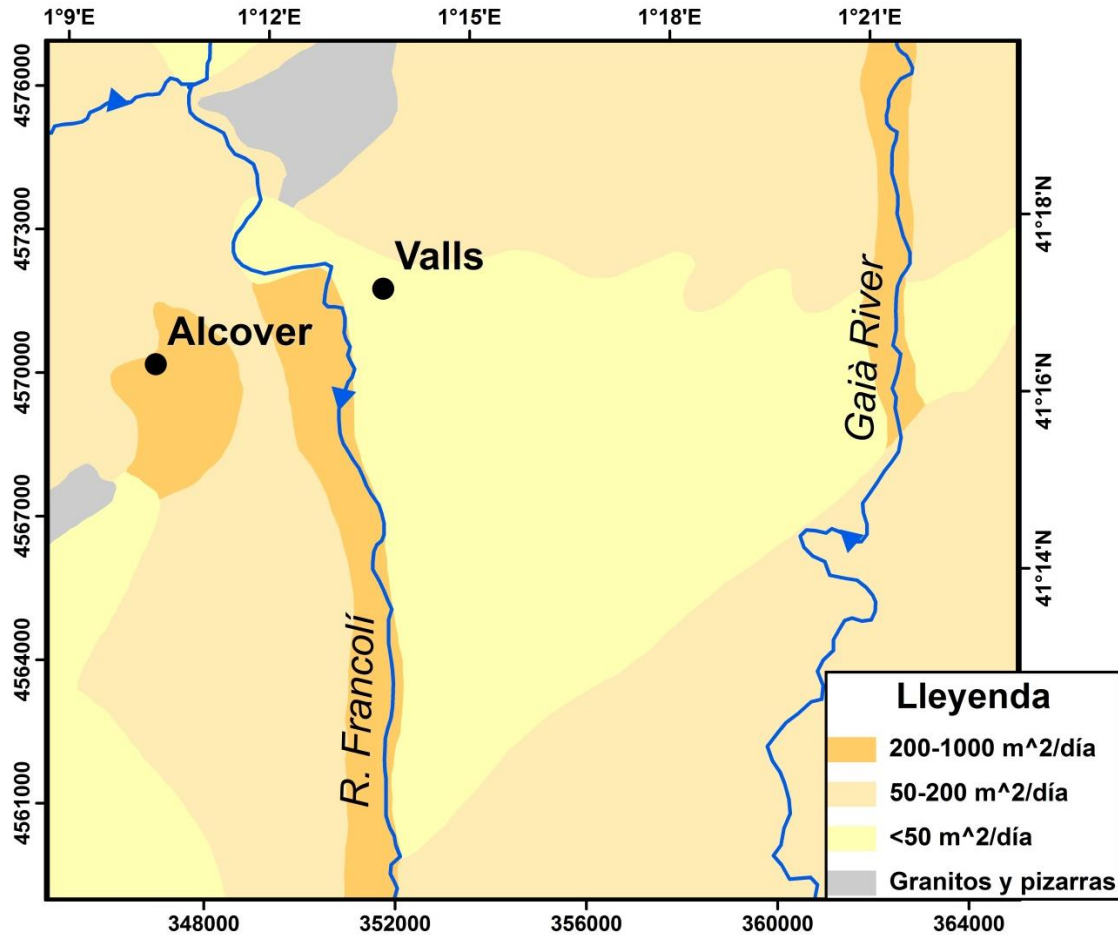


Figura 4.15. Mapa de transmisividades hidráulicas de la zona estudiada. Modificado de IGME (1986)

El Mapa pertenece al “Estudio de los recursos hídricos subterráneos del sistema hidrogeológico 74. Camp de Tarragona” y divide el área estudiada en distintas zonas clasificadas según su transmisividad hidráulica:

- Zonas con transmisividad hidráulica baja (Granitos, pizarras y formaciones con T inferior a $50 \text{ m}^2/\text{día}$). Se localizan en el sector central y en el sector occidental. Son áreas donde afloran rocas no consolidadas con dificultad para transmitir el agua (limos lacustres cuaternarios), rocas consolidadas de edad paleozoica y zonas adyacentes a las mismas formaciones (Figura 4.8).
- Zonas con transmisividad hidráulica alta (T superior a $200 \text{ m}^2/\text{día}$). Identificables en los tramos menos sinuosos de los ríos Francolí y Gaià y, con una morfología

de abanico, cerca de la población de Alcover. Corresponden a depósitos no consolidados de origen fluvial (terrazas fluviales de los ríos Francolí y Gaià) y a las partes más distales de depósitos de origen gravitacional (abanicos aluviales).

4.2.5. Resistencia transversal (T de Dar Zarrouk)

La metodología utilizada para calcular el parámetro T de Dar Zarrouk ha sido también la misma que la que se usa para el cálculo de la transmisividad hidráulica, es decir se ha computado desde el nivel piezométrico (W.T. o np) hasta la base del acuífero (Figura 4.16; Anexo 5). La base del acuífero se ha considerado que está situada como máximo a 100 m de profundidad. El límite de los 100 m ha sido elegido porque tanto la mayor parte de datos de calibración usados, en este caso los sondeos mecánicos, como la configuración del dispositivo de adquisición SEV usada, alcanzan esa profundidad de investigación (Edwards, 1977).

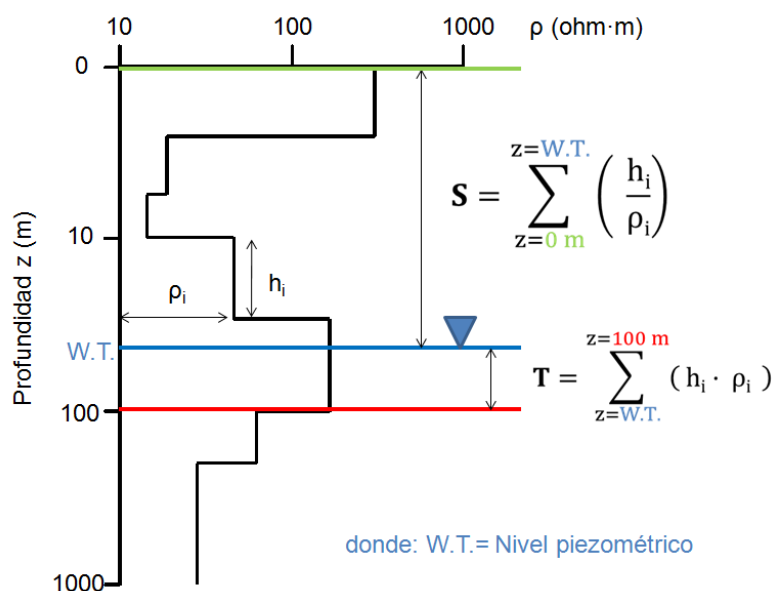


Figura 4.16. Esquema del cálculo efectuado para la obtención de los parámetros S y T de Dar Zarrouk

Las T de Dar Zarrouk (T) calculadas (Anexo 5; Tabla A5.1) han sido representadas en un mapa de contorno. El mapa está elaborado con el método de interpolación Kriging ordinario. La interpolación se ha realizado con una malla cuadrada regular de 30 metros de lado, se ha limitado a las zonas con datos suficientes y se han excluido aquellas sin valores (NW y SE del rectángulo estudiado). El resultado es un mapa de isolíneas en el que se pueden distinguir dos subgrupos de valores, los superiores a 5000 y los inferiores a 5000 $\Omega \cdot m^2$, de valores de resistencias transversales (Figura 4.17).

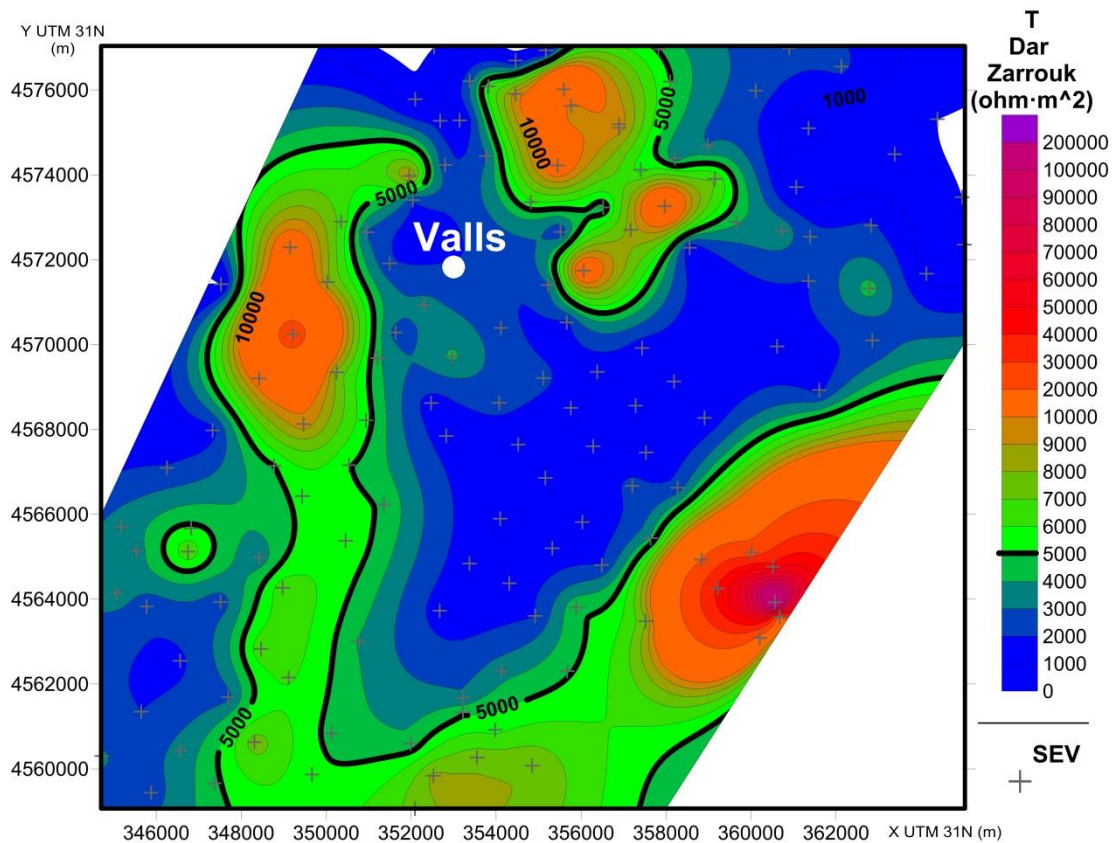


Figura 4.17. Mapa de isótopos con las T de Dar Zarrowk de la zona de estudio

Los valores inferiores a $5000 \Omega\cdot\text{m}^2$ se localizan, distribuidos con una orientación aproximada NE-SW, en la parte central del área estudiada. Los resultados superiores a $5000 \Omega\cdot\text{m}^2$ se identifican en la partes norte y sur, orientadas también NE-SW y en el sector centro-occidental con una orientación N-S.

En el mapa de transmisividades hidráulicas del IGME se pueden distinguir también dos subgrupos (Figura 4.15). En este caso, un grupo sería el que presenta valores superiores a 200 (terrazas fluviales de los ríos Gurrí y Francolí y abanico aluvial de Alcover) y el otro los inferiores a $200 \text{ m}^2/\text{día}$ (resto de formaciones). La distribución de los dos subgrupos de transmisividades hidráulicas coincide prácticamente con la de los dos subconjuntos de resistencias transversales (Figura 4.18). Este último hecho evidencia la buena correlación de ambos parámetros a la escala en la que se ha realizado el trabajo.

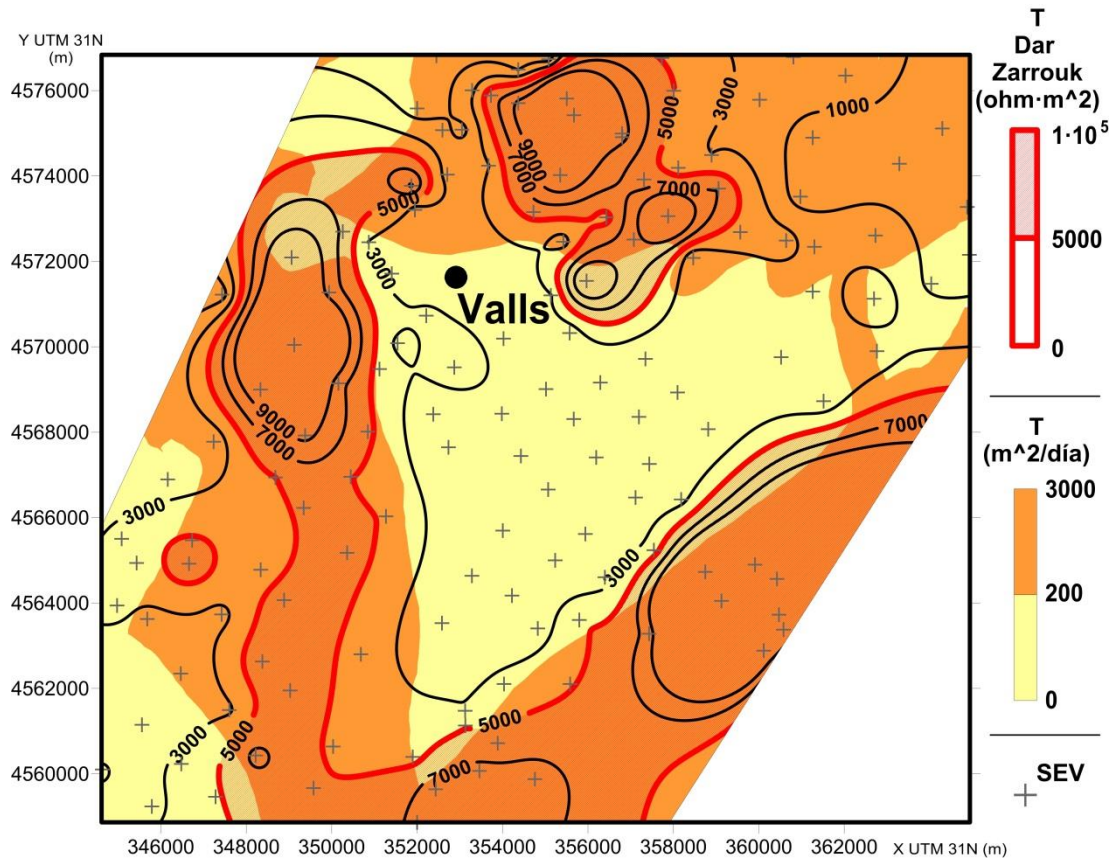


Figura 4.18. Mapa de contorno elaborado con los valores de resistencias transversales (T Dar Zarrouk) de la zona de estudio superpuesta a una simplificación del mapa de Transmisividad hidráulica (T) elaborado por el IGME (1986)

4.2.6. Conductancia longitudinal (S de Dar Zarrouk)

La evaluación del parámetro S de Dar Zarrouk (Anexo 6) es un buen complemento del método AVI. La S de Dar Zarrouk (S) tiene un valor máximo cuando el grosor de las capas poco resistivas suprayacentes a la formación acuífera es grande, otorgando al acuífero una alta protección a la contaminación desde la superficie del terreno (Casas *et al.*, 2008).

Para discriminar las zonas mejor protegidas a la contaminación, los valores de S calculados (Anexo 6; Tabla A6.1) han sido representados en un mapa de isolíneas elaborado con el método de interpolación de la Mínima Curvatura (Smith y Wessel, 1990). El mapa tiene el mismo tamaño y usa una malla cuadrada regular de las mismas dimensiones (30 metros de lado) que la utilizada para hacer el mapa de T . También se ha limitado la interpolación, a las zonas con datos suficientes y se han excluido aquellas sin valores (NW y SE del rectángulo estudiado).

Los valores de conductancia longitudinal de la zona de estudio se han agrupado en dos subconjuntos, uno con S inferiores a $0.5 \Omega^{-1}$ (vulnerabilidad alta-muy alta) y otro con S superiores a $0.5 \Omega^{-1}$ (vulnerabilidad media hasta muy baja) (Figura 4.19).

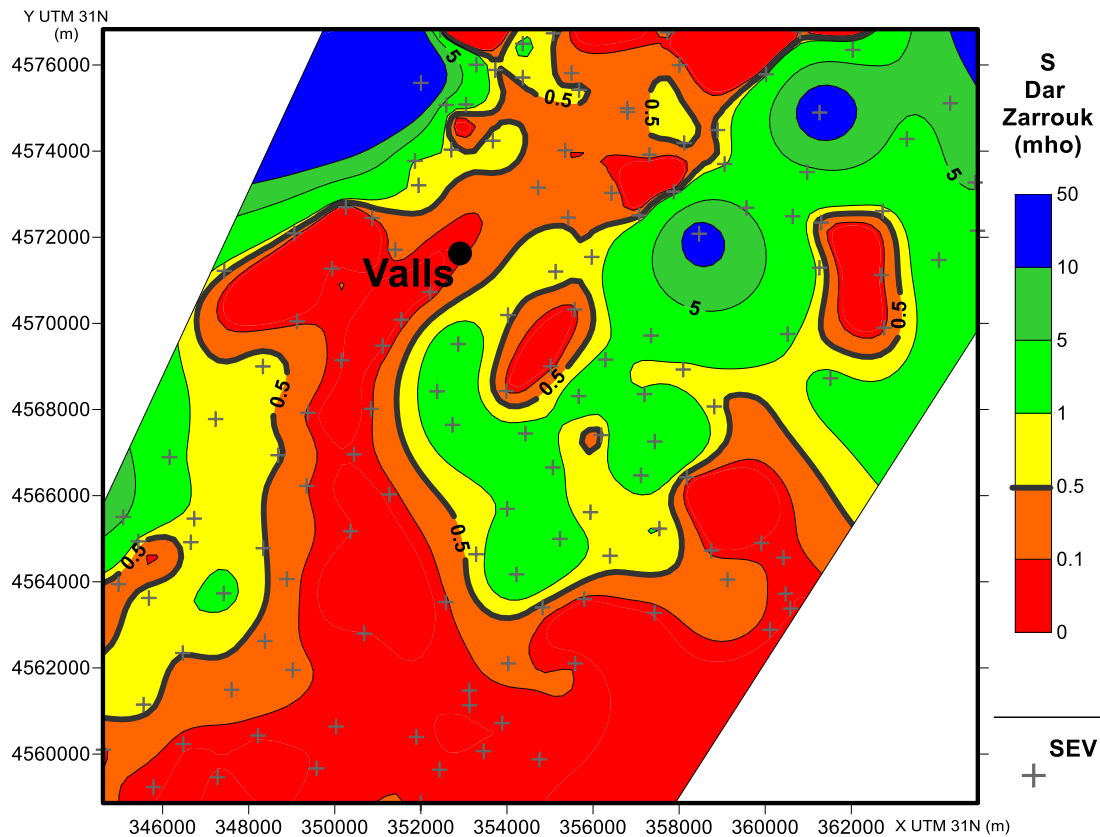


Figura 4.19. Mapa de isolíneas elaborado con los valores de conductancia longitudinal (S Dar Zarrouk) de la zona de estudio

Los valores superiores a 0.5 se identifican en la zona NE y NW con una orientación NE-SW y en el margen W dispuestos N-S. Estos valores indicarían que son zonas más protegidas frente a la contaminación.

Los valores más bajos de S se localizan en la parte sur y a la altura de la población de Valls dispuestos con una orientación NE-SW y en la zona central-occidental con una orientación N-S. Estos valores indicarían las zonas en las que el acuífero explotado será más vulnerable a la contaminación y, de hecho, están incluidas en las zonas declaradas como vulnerables a la contaminación en el Decret 136/2009 (Figura 4.20) y coinciden con las observaciones realizadas por el organismo de cuenca (ACA, 2004a).

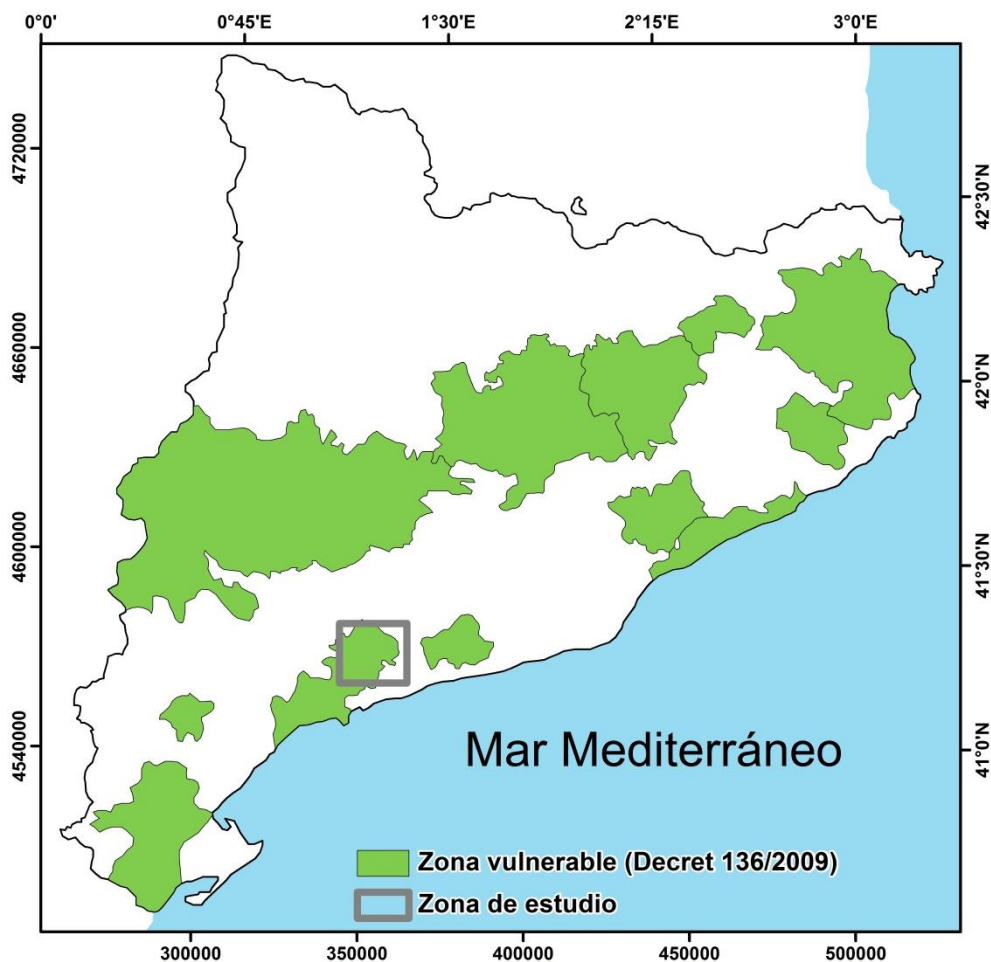


Figura 4.20. Mapa de zonas declaradas vulnerables a la contaminación por nitratos en Cataluña. Modificado de GESFER (2012)

4.2.7. Evaluación de la vulnerabilidad

El parámetro S de Dar Zarrouk ha permitido una evaluación semicuantitativa de la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos, tal como se ha detallado en el apartado anterior. La metodología descrita por Kalinski *et al.* (1993) permite una evaluación cuantitativa y se ha aplicado a cada uno de los 141 SEV (Anexo 7; Tabla A7.1). Según el grosor de la capa no saturada y el valor medio de la resistividad eléctrica de ésta, se ha calculado una conductancia longitudinal unitaria que, correlacionada con el tiempo necesario para que un contaminante llegue al acuífero, da idea de la vulnerabilidad del acuífero en un punto.

Para poder asignar las categorías de vulnerabilidad se ha seguido el criterio de la metodología AVI (Tabla 4.1) y se ha considerado un grosor de la zona no saturada como la diferencia entre la cota topográfica y la cota del nivel piezométrico estimada.

Tabla 4.1. Grados de vulnerabilidad según el método AVI

<i>Tiempo de tránsito del contaminante (años)</i>	<i>Vulnerabilidad</i>
0-2	Muy alta
3-8	Alta-media
>9	Baja

Los resultados del método han sido representados mediante una interpolación Kriging ordinario junto a los valores de concentración de nitratos en pozos (Figura 4.21).

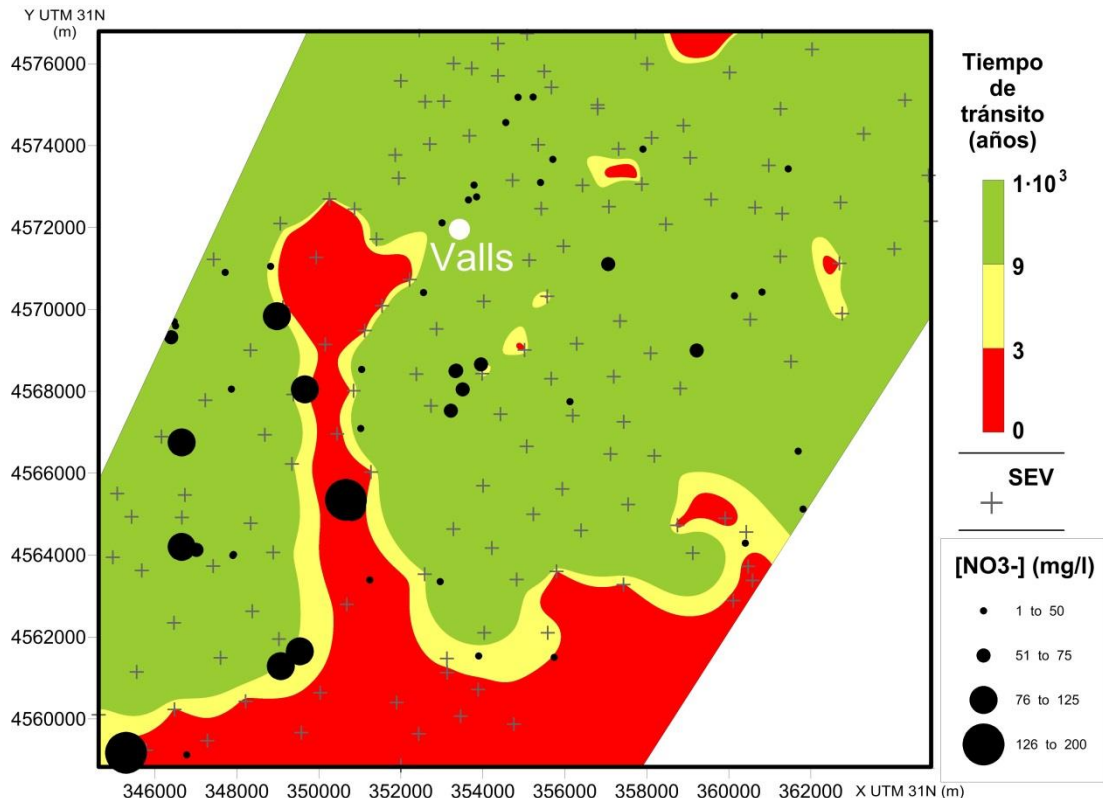


Figura 4.21. Método AVI modificado por Kalinski *et al.*, (1993) aplicado a la zona de estudio. Los círculos negros representan los datos de concentración de nitratos en los pozos de la red de control del ACA (período octubre-noviembre de 2011).

Tiempos de tránsito superiores a los 9 años se identifican en las partes central y norte del área estudiada siendo estas, a priori, las zonas más protegidas a la contaminación superficial. Por otro lado, tiempos de tránsito inferiores a 3 años, y por lo tanto zonas muy vulnerables a la contaminación desde la superficie, se localizan principalmente en la parte sur.

El mapa también pone de manifiesto que los elevados valores de nitrato de las aguas subterráneas están preferentemente distribuidos en las zonas con elevada vulnerabilidad según su conductividad eléctrica longitudinal y, por ende según su tiempo de

tránsito (Anexo 8; Tabla A8.1). Sin embargo, las concentraciones no solo dependen de que la zona no saturada sea vulnerable a la contaminación sino también de que exista una potencial carga contaminante por parte de las actividades antrópicas (UE, 2000). Además el mapa de vulnerabilidad obtenido a partir el uso de los parámetros de Dar Zarrouk permite distinguir zonas vulnerables aunque todavía no muestran contaminación por nitratos.

Evidentemente, es necesario proteger estas zonas vulnerables que contienen recursos hídricos subterráneos de buena calidad en igual o incluso mayor grado que las zonas ya contaminadas declaradas vulnerables oficialmente por el Decret 136/2009 (GENCAT, 2009).

4.2.8. Discusión y conclusiones

- El comportamiento hidrogeológico de las aguas subterráneas de la Cuenca de Valls (365 km²) se puede asimilar a un sistema acuífero multicapa de interés estratégico para el abastecimiento hídrico de la zona, además el interés de su estudio se complementa por el hecho que se trata de una zona declarada parcialmente vulnerable a la contaminación difusa por nitratos.

- El reprocesado 1270 estaciones gravimétricas disponibles en la zona del Camp de Tarragona ha permitido obtener un modelo cualitativo de la geometría de la base impermeable del sistema acuífero y la determinar la existencia de dos depocentros (uno al SW y otro al NE de la Cuenca de Valls) separados por un umbral que puede actuar como divisoria del flujo del agua subterránea.

- El tratamiento específico efectuado a datos de 141 sondeos eléctricos verticales y su reinterpretación, apoyada en los datos de pozos disponibles, ha permitido también caracterizar a escala regional las características hidráulicas del sistema acuífero y la vulnerabilidad a la contaminación del mismo a través de la zona no saturada. Los métodos geofísicos han mostrado su utilidad en esta aplicación, proporcionado información muy valiosa de forma no destructiva, es decir sin necesidad de realizar nuevas perforaciones en el terreno que podrían actuar como vías preferentes para el paso de contaminantes hacia el acuífero.

- Los resultados de la interpretación de las curvas de SEV son coherentes con la información litológica del subsuelo disponible y tienen una mejor distribución espacial en el área de estudio que la información litológica. De esta forma, se ha identificado que las zonas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos se localizan en los tramos menos sinuosos de los ríos Francolí y Gaià y cerca de la población de Alcover.

- El mapa de resistencia eléctrica transversal (parámetro T de Dar Zarrouk) muestra una buena correlación con los valores de transmisividad hidráulica del acuífero deducida a partir de los ensayos de bombeo en pozo. Las zonas con valores elevados de resistencia eléctrica transversal T se corresponden con las zonas de alta transmisividad hidráulica, y por lo tanto permite identificar de forma más continua las zonas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos.

- El mapa de conductancia eléctrica longitudinal (parámetro S de Dar Zarrouk) muestra de forma efectiva la protección a la contaminación de las aguas subterráneas por la existencia de una baja permeabilidad vertical de la zona no saturada, es decir el conjunto de las capas más superficiales situadas entre la superficie del terreno y el nivel piezométrico. Valores de S superiores a 0.5 siemens indican zonas en las que el sistema acuífero estará más protegido, mientras que valores de S inferiores a 0.5 siemens indican zonas con mayor riesgo a que las aguas subterráneas se vean afectadas por la contaminación, ya sea puntual o difusa.

- La correlación entre la conductancia longitudinal eléctrica (parámetro S de Dar Zarrouk) y la resistencia al flujo vertical del agua a través de la zona no saturada, usado como índice cuantitativo en el método AVI (Aquifer Vulnerability Index) para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas, ha permitido determinar las zonas más susceptibles a la contaminación en función del tiempo de tránsito desde su infiltración desde la superficie hasta alcanzar el acuífero. En la Cuenca de Valls, las zonas más vulnerables, con tiempos de tránsito inferiores a 3 años, se localizan principalmente en la zona sur del área de estudio, mientras que las mejor protegidas, con tiempos de tránsito superiores a 9 años se sitúan en los sectores central y norte.

4.3. Acuífero libre y balsas de recarga artificial. Zonas de estudio

Las zonas de estudio presentadas en el presente apartado son el meandro de Ca n'Albareda (que representa el acuífero libre), las balsas de recarga artificial de Ca n'Albareda (balsas de Ca n'Albareda) y las balsas de recarga artificial de Sant Vicenç dels Horts (balsas de Sant Vicenç). Las zonas están próximas entre sí (menos de 13 kilómetros) y comparten características geográficas, climáticas, geológicas e hidrogeológicas. Para evitar duplicidades y repeticiones de texto innecesarias, se describe el área de estudio de todas ellas en un mismo apartado.

4.3.1. Marco geográfico y climático

Las zonas de estudio se localizan al noreste de la península ibérica dentro del área metropolitana de la ciudad de Barcelona. Las zonas están ubicadas en la llanura aluvial del río Llobregat, unos 25 km aguas abajo de la población de Manresa, en el tramo Martorell-Santa Coloma de Cervelló (Figura 4.22).

La llanura está limitada al Norte por los relieves suaves del Vallès Occidental (como el Turó de la Guineu con 190 msnm), al sur por el delta del río Llobregat, al este por el Parc Natural de Collserola con picos del orden de 300 msnm (como por ejemplo el Puig de la Madrona) y al oeste con les Muntanyes de l'Ordal (donde destacan por su cota superior a 400 msnm los picos de la Creu de l'Aragall, Montmany y Puig Vicenç).

El meandro y las balsas están situadas en el mismo meandro del río Llobregat, en una zona agrícola conocida como els Horts de Ca n'Albareda, dentro del término municipal de Castellbisbal (Vallès Occidental). La zona de estudio del meandro abarca una superficie de cerca de 2 ha y comprenden parte del lecho menor y mayor del río (35 msnm) y sus márgenes derecho (42 msnm) e izquierdo (39 msnm). Está limitada al sur por la autopista AP-2 y por la autovía A2 y al norte por la vía de ferrocarril de Cercanías C-4. Las balsas de Ca n'Albareda son estructuras excavadas en el meandro (hasta la cota 35 msnm) que ocupan una superficie de unos 20000 m² y están emplazadas en el margen derecho del Llobregat.

4. Resultados y discusión

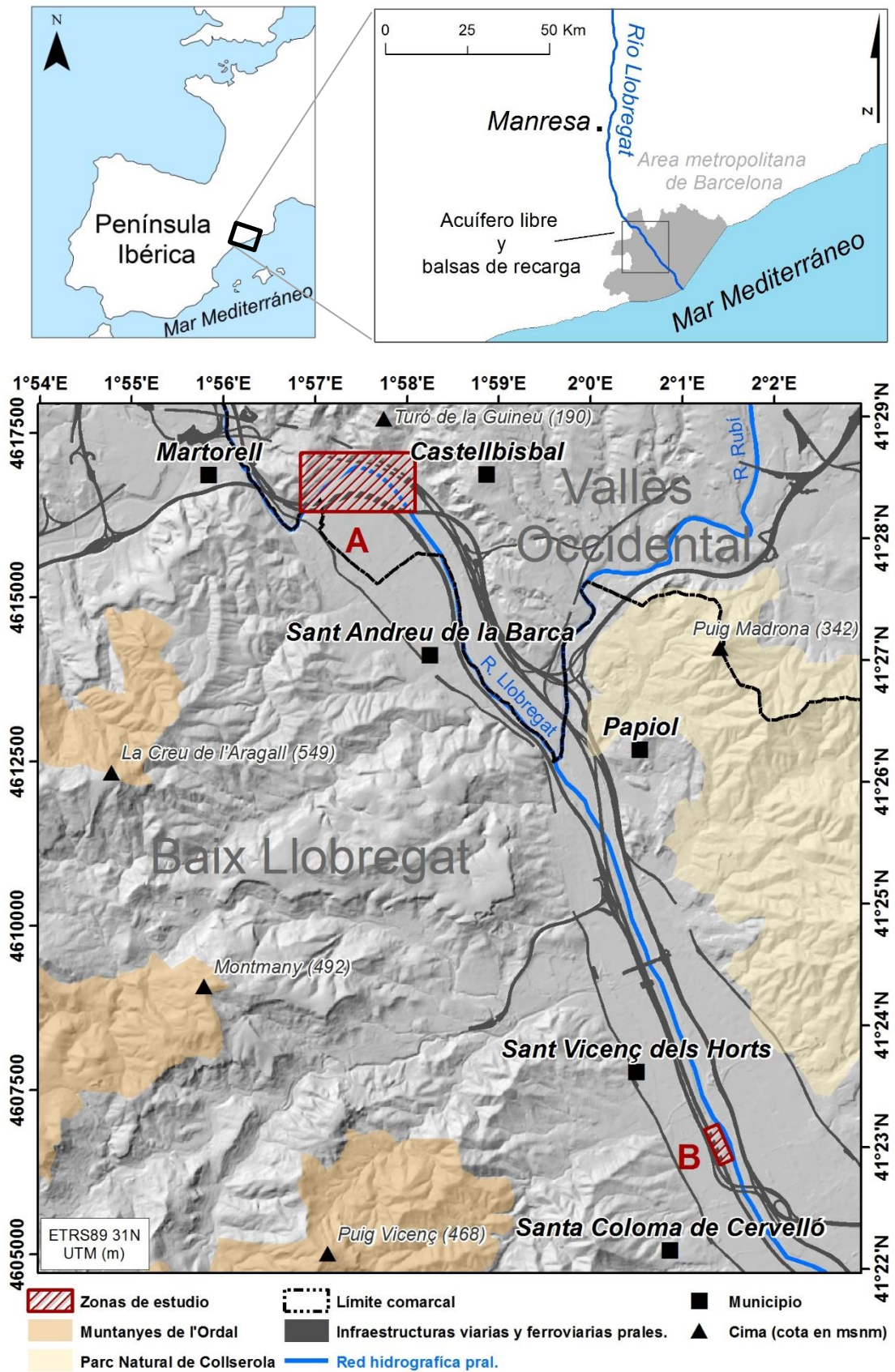


Figura 4.22. Mapa de localización de las zonas de estudio. **A:** Meandro y balsas de Ca n'Albareda y **B:** balsas de Sant Vicenç

Las balsas de Sant Vicenç se ubican en el Pla de Can Coll (17 msnm) dentro del municipio de Sant Vicenç dels Horts (Baix Llobregat), 11 km aguas abajo de las balsas de Ca n'Albareda. La infraestructura consta de dos excavaciones que ocupan unos 10000 m², también se construyeron entre el margen derecho del río Llobregat y una gran infraestructura, en este caso la plataforma del tren de Alta Velocidad (AVE) Madrid-Barcelona.

Las zonas se sitúan en las cotas más bajas del interior de la comarca del Baix Llobregat (balsas de Sant Vicenç) y en el extremo sur del Vallès Occidental (balsas y meandro de Ca n'Albareda) y presentan un clima mediterráneo Pre-litoral central. El clima se caracteriza por un régimen térmico caluroso en verano, moderado en invierno, con una amplitud térmica anual entre elevada y moderada y un periodo libre de heladas entre los meses de abril a octubre (SMC, 2014a; SMC, 2014b). El total anual de precipitación es escaso, con un valor climático medio de pluviometría anual o modulo pluviométrico medio situado entre las isohietas 600 y 650 mm. La distribución de la precipitación a lo largo del año, es bastante regular, aunque los valores máximos se registran en otoño y destaca julio como el mes más seco (Figura 4.23).

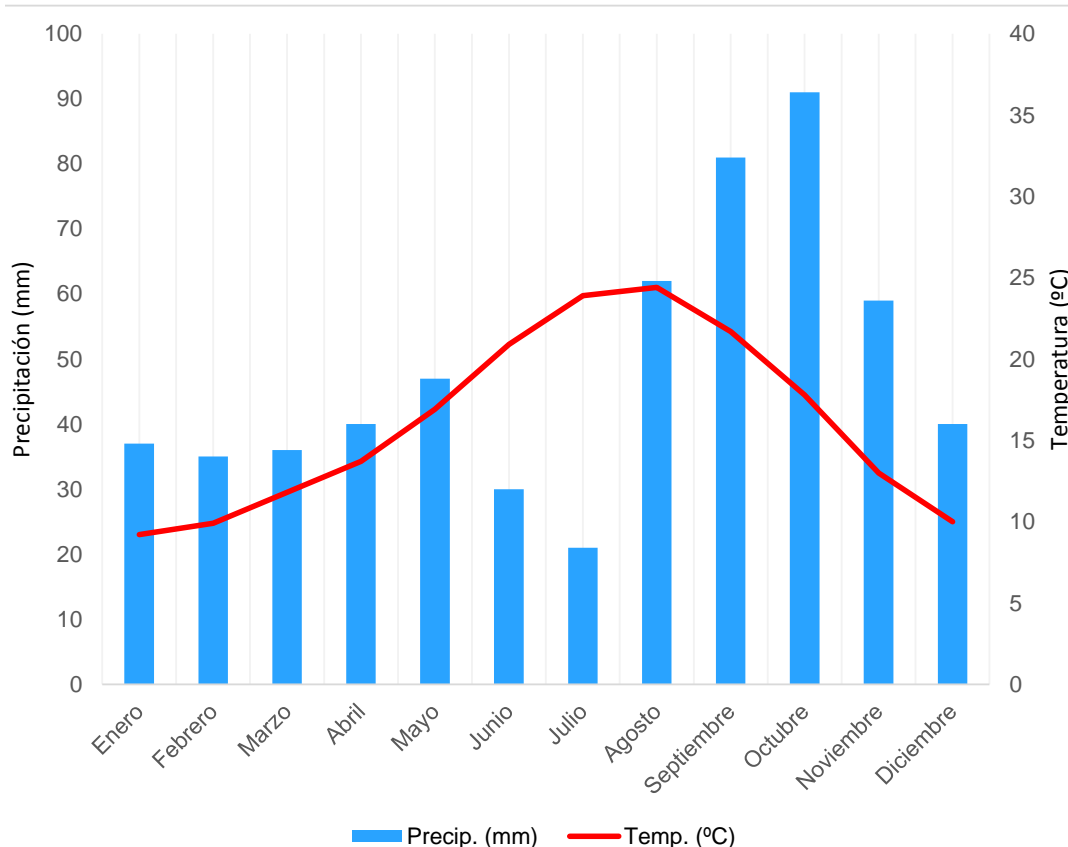


Figura 4.23. Medias mensuales de temperatura y precipitación en la estación del Prat de Llobregat/Aeropuerto para el período 1981-2010. Modificado AEMet (2012)

4.3.2. Marco geológico

El meandro y las balsas de Ca n'Albareda están emplazadas en la unidad geológica e hidrogeológica de la Cubeta de Sant Andreu de la Barca y las balsas de Sant Vicenç en la unidad geológica e hidrogeológica de la Vall Baixa del Llobregat (Figura 4.24). Todas las zonas están situadas en sedimentos de la terraza fluvial recientes, T₁ según ICGC (2006), del tramo bajo del río Llobregat. En el tramo bajo, el río Llobregat cruza la Cadena Costanera Catalana, constituida por un basamento herciniano (380-280 millones de años) y una cobertera depositada en las Eras Mesozoico y Cenozoico. El basamento herciniano consta de rocas metasedimentarias paleozoicas y rocas graníticas emplazadas al final de la fase herciniana. El basamento fue una penillanura antes del Periodo Triásico y sobre este se depositaron las secuencias sedimentarias mesozoicas (Otero *et al.*, 2008).

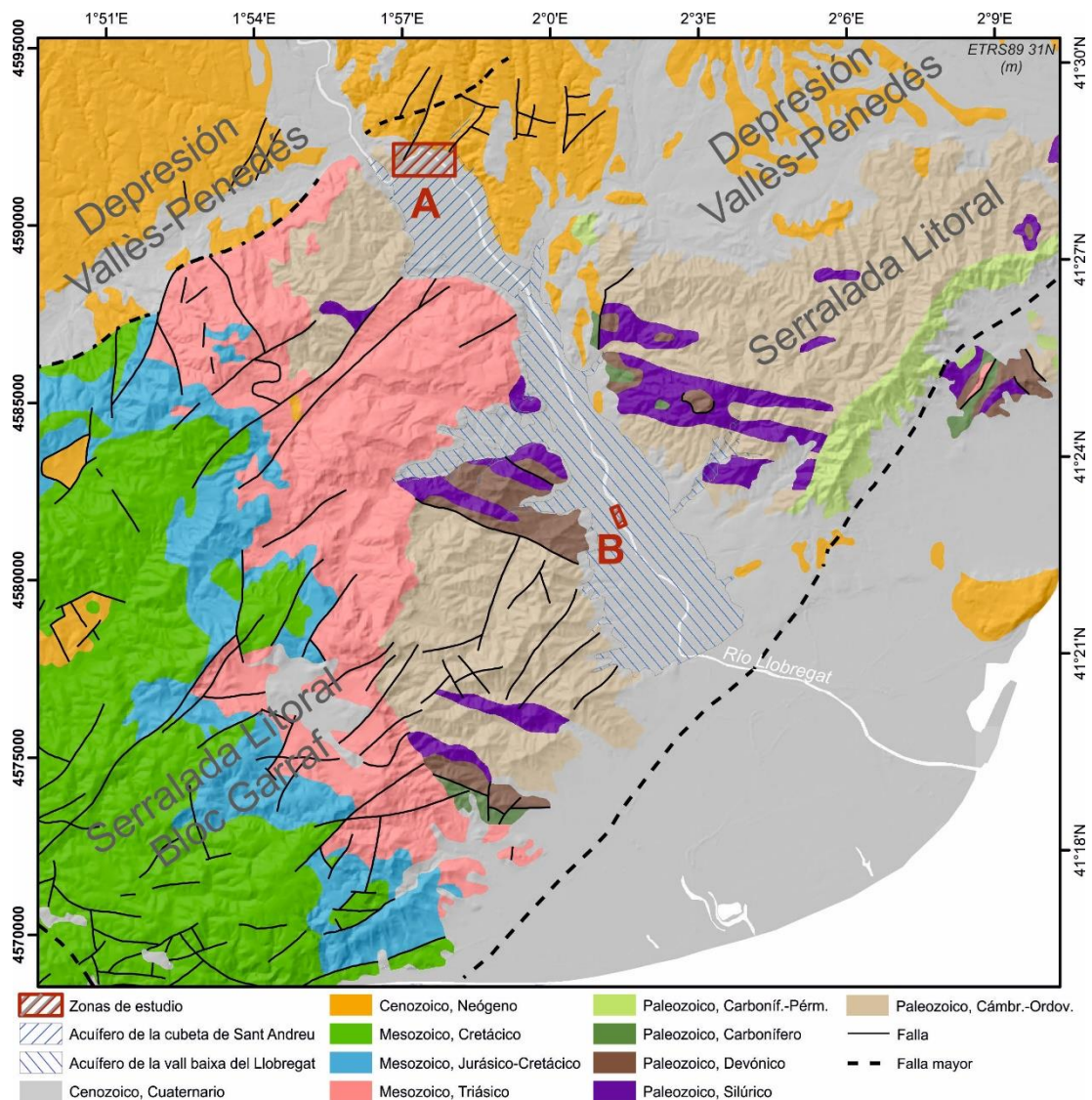


Figura 4.24. Contexto geológico de las zonas de estudio. Dónde **A**: Meandro y balsas de Ca n'Albareda y **B**: Balsas de Sant Vicenç. Modificado de ICGC (2003)

A escala regional la zona tiene un marcado carácter tectónico, con dos sistemas de fracturas que condicionan la estructura. Uno está formado por un conjunto de fallas con dirección NE-SO, que ponen en contacto materiales metamórficos del paleozoico y sedimentarios del mesozoico con materiales detríticos del cenozoico y un segundo sistema de fracturas formado por un conjunto de fallas direccionales NO-SE.

La Cubeta está emplazada, geológicamente, en la depresión del Vallès-Penedès, entre la Serralada Litoral y la Serralada Pre-litoral. En este tramo de la depresión, el río Llobregat discurre aprovechando una de las fallas direccionales. Esta falla direccional genera una gran asimetría entre los dos márgenes del río, separando al oeste los materiales de las Eras Paleozoica y Mesozoica (Bloc del Garraf) y al este los materiales del Cenozoico (Figura 4.24; Figura 4.25).

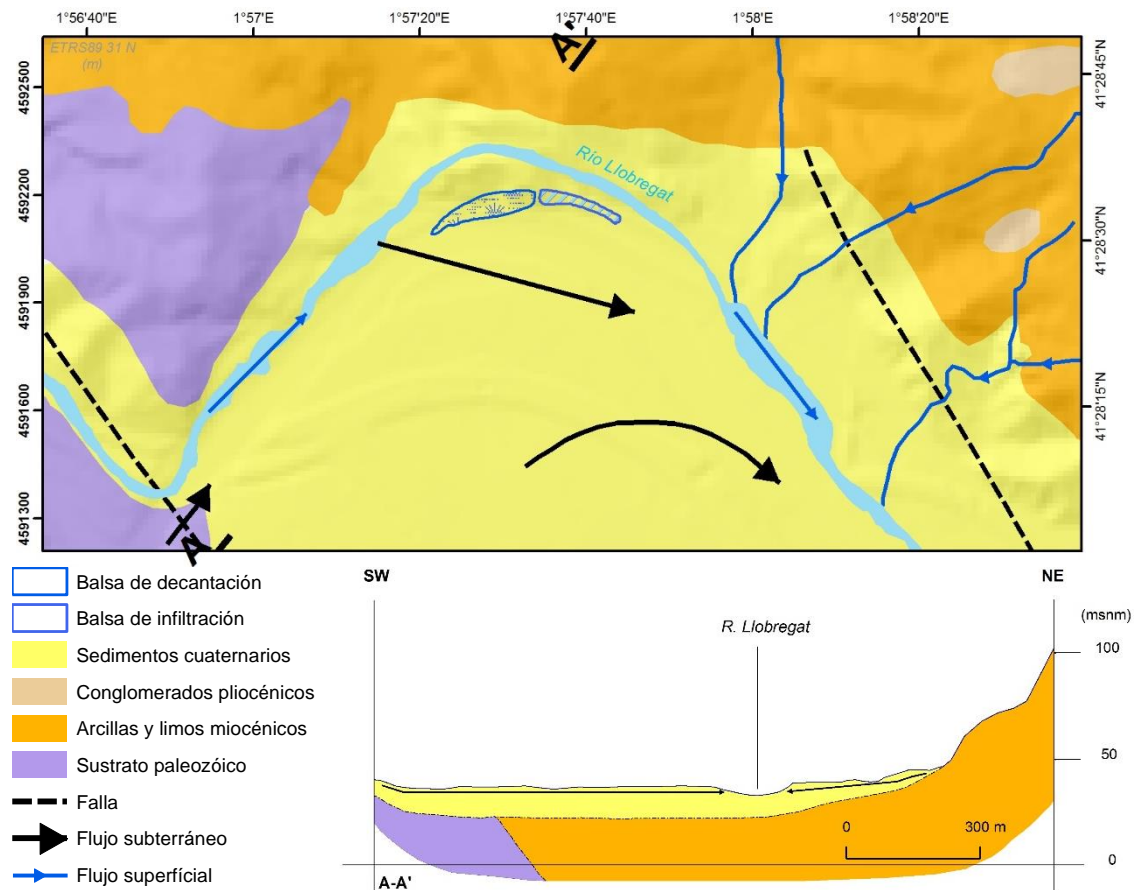


Figura 4.25. Mapa geológico e hidrogeológico simplificado (parte superior) y corte geológico A-A' (parte inferior) de la Cubeta de Sant Andreu en la zona de estudio. Modificado de ICGC (2006)

La estructura de la Cubeta es del Periodo Neógeno (Mioceno), con sedimentos marinos de transición en la base. Sobre los materiales neógenos se depositan, de forma discordante, sedimentos aluviales cuaternarios, generados por la excavación y

sedimentación del propio río, produciendo la formación de distintas terrazas fluviales que van de la T₃ (la más antigua y por tanto situada a una cota más alta) a la T₀ (actual aluvial del río).

La Vall Baixa constituye un depósito cuaternario que se ubica dentro del ámbito de la Serralada Litoral. El basamento está formado por areniscas y lutitas del Neógeno que son interpretados como sedimentos depositados en ambientes marinos proximales de transición, fluviales y aluviales-coluviales (ICGC, 2006). No obstante, el basamento pasa a ser compuesto de principalmente pizarras ampelíticas paleozoicas en sectores cercanos al margen oeste (Figura 4.26).

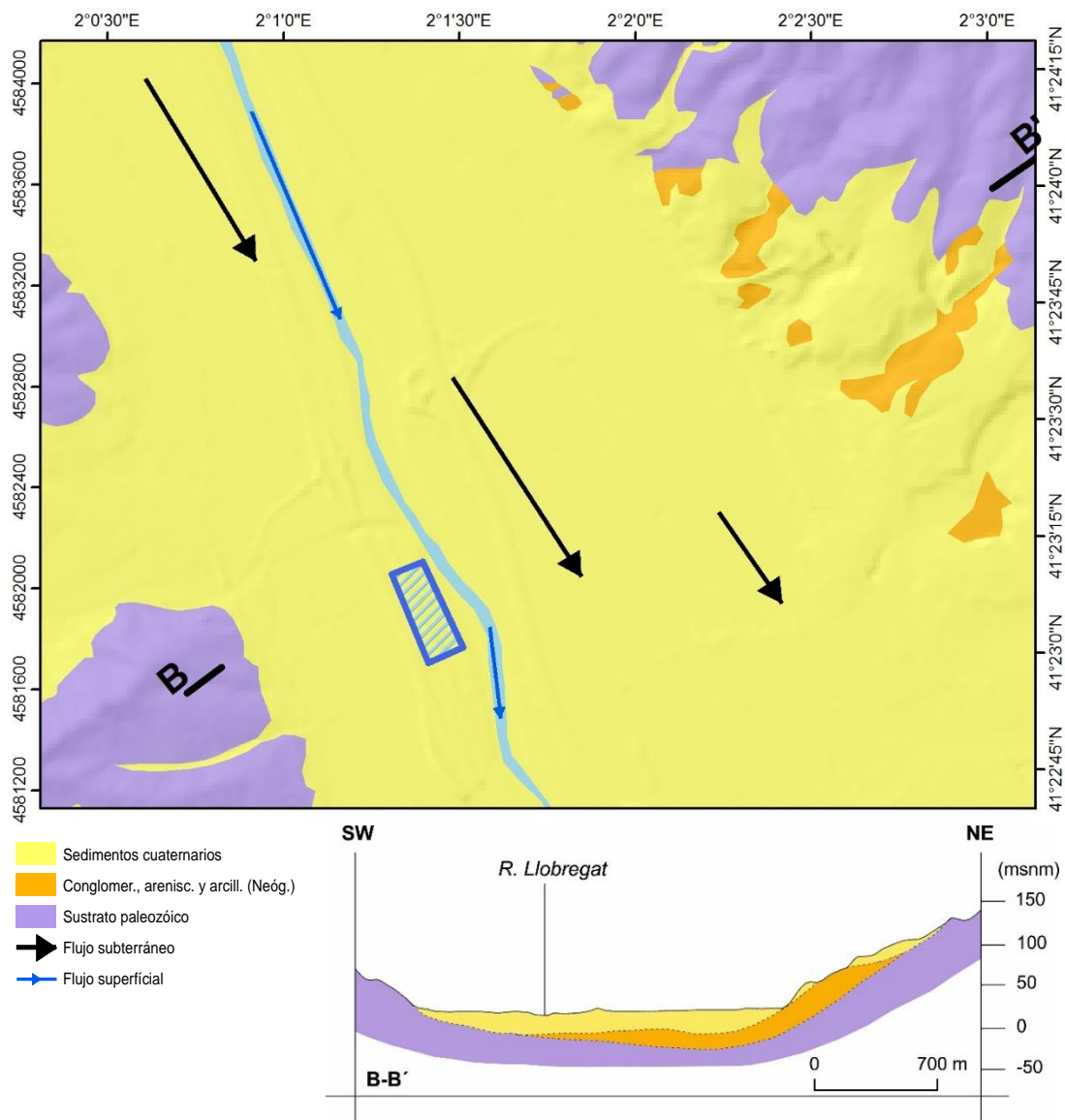


Figura 4.26. Mapa geológico e hidrogeológico simplificado (parte superior) y corte geológico (parte inferior) de la Vall Baixa en la zona de estudio. Modificado de ICGC (2006)

Sobre el basamento, se emplazan de forma discordante sedimentos del Periodo

Cuaternario de origen principalmente fluvial en el sector más próximo al lecho del río actual y de origen aluvial-coluvial en zonas más distales al río. También es necesario destacar la presencia de materiales de relleno de origen antrópico debido, en gran medida, al relleno de zonas de extracción de áridos con materiales distintos a los iniciales, ya sean residuos inertes, residuos industriales o escorias (Serra, 2012).

4.3.3. Contexto hidrogeológico

El área hidrogeológica del Llobregat y su delta está formada por tres ámbitos territoriales definidos en el Decret DOGC 328/1988 del 11 de octubre por el cual se establecen normas de protección y adicionales en materia de procedimiento, en relación a los distintos acuíferos de Catalunya. Los tres ámbitos territoriales son: la Cubeta de Abrera, la Cubeta de Sant Andreu de la Barca y la Vall Baixa y Delta del Llobregat (Figura 4.27).

Las unidades hidrogeológicas de la Cubeta de Sant Andreu de la Barca y de la Vall Baixa constituyen la parte media del área hidrogeológica del curso bajo y su red hidrográfica principal está formada por el río Llobregat y por la riera de Rubí.

El Llobregat es un río mediterráneo con una cuenca de unos 4923 km² y una longitud de cerca de 170 km (ICGC, 2006), que nace en el Pirineo oriental y desemboca al sur de la ciudad de Barcelona. La riera de Rubí es un afluente fuertemente antropizado del Llobregat. Tiene una longitud de unos 13 km, nace en Les Fonts (Terrassa) y desemboca en el margen izquierdo del Llobregat dentro del término municipal del Papiol (Figura 4.22).

La Cubeta es un acuífero aluvial de tipo libre, con una geometría tabular y una extensión de afloramiento entre los 8 (Queralt, 2004) y 10 km² (ACA, 2004b). Presenta porosidad intergranular de tipo primario y una permeabilidad muy alta (>100 m/día), con un coeficiente de almacenamiento que va de 0.1 a 0.3 (ACA, 2004b).

El principal aporte al balance hídrico del acuífero es el río Llobregat. Las entradas por el propio aluvial de la Cubeta de Abrera y las salidas a través de la Vall Baixa, aunque existen, tienen un orden de magnitud inferior, por lo que se puede considerar el acuífero de la Cubeta de Sant Andreu como un acuífero "cerrado" (Pomés, 2006).

Actualmente el río es influente ya que los niveles del río a lo largo de toda la zona estudiada se encuentran por encima los niveles del acuífero aluvial. Mediante la comparación de la cota topográfica del cauce del río y las cotas absolutas de los niveles del acuífero aluvial, se ha constatado que los dos están desconectados hidráulicamente. El hecho de que el río sea influente y que esté desconectado del acuífero hace que el drenaje se produzca mediante un efecto ducha (ACA, 2004b). Cabe destacar, sin embargo, que la infiltración a través del cauce del río es pequeña debido a su colmatación e impermeabilización.

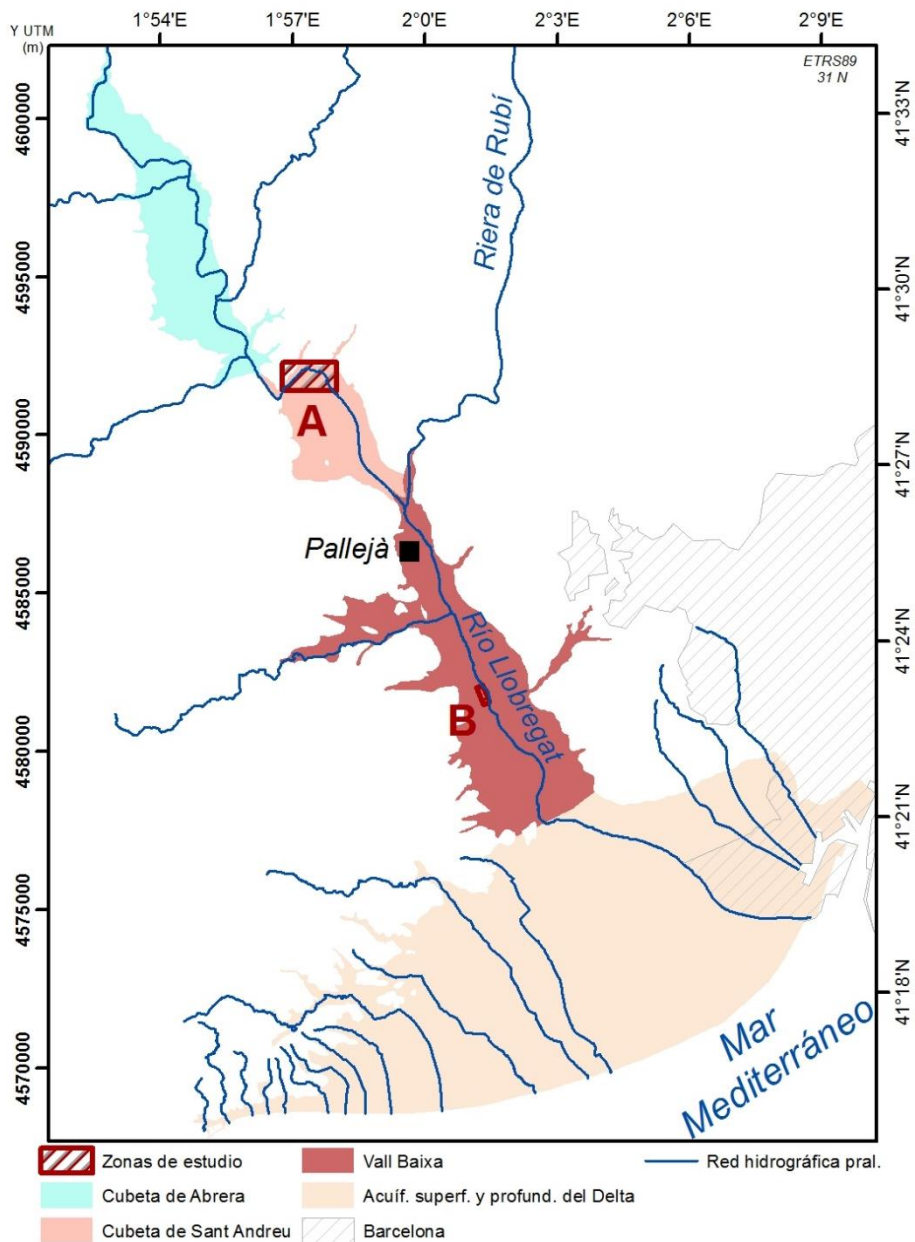


Figura 4.27. Área hidrogeológica del Llobregat y su delta. Dónde **A**: meandro y balsas de Ca n'Albareda y **B**: balsas de Sant Vicenç. Modificado de ACA (2013)

Las isopiezas se disponen más o menos perpendiculares a los límites geológicos y las líneas de flujo siguen la dirección principal de la corriente subterránea aguas abajo. Destacar también la posible existencia de fuertes conos de depresión piezométricos, como el descrito a finales de los 1980's en el polígono industrial de Can Pelegrí (Figura 4.28), que distorsionan el gradiente natural (Font y Poncela, 1987).

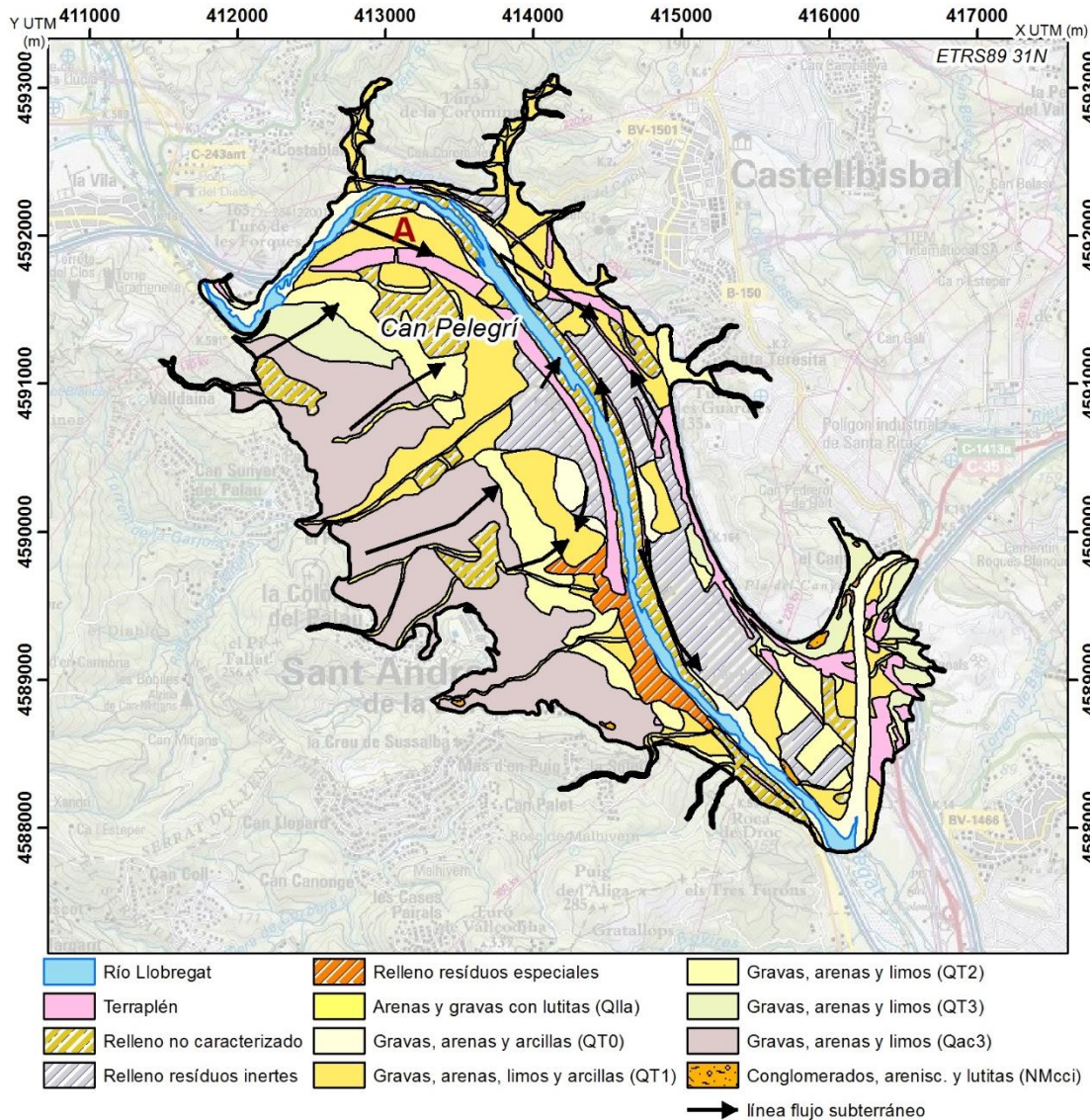


Figura 4.28. Mapa hidrogeológico de la Cubeta d'Abrebra. Dónde **A**: indica la posición del meandro de Ca n'Albareda. Modificado de ICGC (2006)

Las terrazas que constituyen el acuífero explotado corresponden a la T_0 , T_1 y la T_2 . Las terrazas T_0 y T_1 están conectadas hidráulicamente entre ellas, pero la fuente de alimentación hídrica es diferente. La terraza T_0 presenta una superficie de 2 km^2 , un espesor máximo de 30 m y está formada por depósitos de gravas con matriz limosa-arcillosa. La terraza T_1 está situada principalmente en el margen derecho del río, ocupa una superficie de unos 4 km^2 tiene una potencia media de 30 m y está formada por gravas

y arcillas. La principal entrada de agua a las terrazas es la infiltración natural del agua del río, aunque también reciben agua de la T₂ y de la roca encajante por goteo subterráneo y por infiltración del agua de lluvia. Las aguas, en estas terrazas se pueden clasificar químicamente como cloruradas sódico-cálcicas.

La terraza T₂ presenta una extensión de 1 km² (Figura 4.28), tiene una potencia media de 10 m y está formada por gravas, brechas y limos de las Épocas del Pleistoceno y del Holoceno inferior. La T₂ se emplaza unos 7 m por encima de la cota actual del río. Esta terraza es alimentada, mayoritariamente, por agua del encajando y por infiltración de agua de lluvia. Las aguas se pueden clasificar como bicarbonatadas-sulfatadas cálcicas, respondiendo a un agua de lluvia mineralizada por el suelo en su infiltración, junto con la aportación del encajando (Pomés, 2006).

El acuífero de la Vall Baixa del Llobregat también es un acuífero aluvial de tipo libre con porosidad eficaz primaria elevada y con un coeficiente de almacenamiento de entre 0.15 y 0.20. El acuífero es la unidad hidrogeológica localizada inmediatamente aguas arriba del delta del río Llobregat y constituye su zona de recarga más importante (Figura 4.27).

El Llobregat se encuentra a su paso por la Vall Baixa a una cota más elevada que el nivel del acuífero. El hecho, junto a una hidroquímica similar, marca el carácter influente del río sobre el acuífero. También se identifican ascensos del nivel piezométrico después de episodios de crecida del río (ACA, 2004b).

En la zona norte de la Vall Baixa, existe una gran entrada de aguas procedentes del aluvial de la riera de Rubí que se traduce en un fuerte gradiente. La piezometría muestra un flujo paralelo al río en dirección NO-SE. Presenta un gradiente más elevado en la parte alta de la zona, que va disminuyendo conforme se va ensanchando el acuífero (ICGC, 2006). Este gradiente también se puede ver afectado por las extracciones de la zona, que principalmente son para abastecimiento.

La Vall Baixa es una planicie aluvial compuesta por gravas y arenas con potencias de 25 m, a la altura de la localidad de Pallejà, hasta 40-45 m en la zona sur. Las dimensiones en planta también son crecientes en sentido aguas arriba-aguas abajo, desde

los 1500 a 2500 m (Figura 4.27). El acuífero aluvial está formado en detalle por alternancias de niveles de arenas-gravas y gravas-arenas (dependiendo de la proporción granulométrica dominante) separadas entre sí por niveles discontinuos con granulometrías más finas (Pedretti *et al.*, 2012). Las aguas del acuífero presentan una facies hidroquímica que varía entre clorurada y clorurada bicarbonatada (aniones) y sódica y sódico-cálcica (cationes) (ACA, 2004b).

4.3.4. Problemática hidrogeológica

Los acuíferos del río Llobregat han constituido durante más de cien años un recurso estratégico para Barcelona y su área metropolitana, de importancia fundamental para su desarrollo demográfico, industrial y económico. La extracción de agua subterránea se inició alrededor de 1890 y en la década de los 70's se llegaron a explotar 120 hm³/año, cuando el valor sostenible es de aproximadamente de 40 hm³/año (Custodio, 2007). En los últimos años las aportaciones de agua superficial procedentes río Llobregat y de los embalses del río Ter (Sau-Susqueda) han permitido preservar en buena medida estos acuíferos y destinar sus aguas para complementar la demanda en periodos de déficit hidrográfico o en episodios de deficiente calidad de las aguas de los ríos, a expensas de un coste energético y económico superior al del uso del recurso local.

Además de los problemas cuantitativos históricos, debidos a la sobreexplotación del recurso, los acuíferos han sido afectados por episodios de contaminación de tipo puntual y de tipo difuso que han afectado al valle del río Llobregat. Como problemas cualitativos destacan, por su mayor afección temporal, la salinidad provocada por los vertidos urbanos e industriales, por el paso de las aguas por la cuenca potásica catalana y por la intrusión marina, y las de metales y compuestos orgánicos de origen industrial y de antiguos vertederos emplazados en antiguas explotaciones de áridos mal clausuradas. Por otro lado, buena parte del suelo agrícola ha sido abandonado y se ha transformado en polígonos industriales, urbanizaciones y centros comerciales alrededor de los núcleos urbanos. El cambio de usos del suelo ha ocasionado una pérdida cuantitativa y cualitativa añadida, ya que se produce un notable impacto en el ciclo natural, disminuyendo la capacidad de infiltración del agua de lluvia debido a la impermeabilización del suelo con un aumento sustancial de la escorrentía superficial. La escorrentía desplaza el recurso aguas abajo y se deja de aprovechar parte del potencial depurador de la zona no saturada.

4.3.5. Recarga artificial en el Llobregat

La recarga artificial de acuíferos o MAR (Managed Aquifer Recharge) es un método de gestión hídrica que permite optimizar el aprovechamiento de los recursos de agua de un territorio (Bouwer, 2002). La recarga artificial se concibe en la actualidad como una técnica que persigue, tras la realización de estudios de viabilidad técnica y económica administrativa, la introducción programada de agua en un acuífero para incrementar el grado de garantía y la disponibilidad de los recursos hídricos, y en menor medida la protección o modificación de sus aspectos cualitativos (IGME, 2014).

La aplicación de esta técnica utilizando tanto los excedentes de agua como las aguas regeneradas puede ser una buena alternativa en zonas densamente pobladas con alta demanda hídrica, donde las extracciones de este recurso superan en gran parte la entrada natural hacia el acuífero (de Vries y Simmers, 2002).

La recarga artificial tiene una larga tradición en el sistema acuífero del Llobregat, utilizando varios métodos que incluyen escarificado del lecho del río, pozos de almacenamiento y recuperación de acuíferos (ASR), pozos de inyección (barrera hidráulica) y balsas de infiltración superficial (objeto de estudio en la tesis), como práctica de gestión para mejorar y ampliar los recursos hídricos disponibles (Figura 4.29). Ya en el año 1950 la Sociedad General de Aguas de Barcelona (AGBAR en la actualidad) inició la recarga inducida mediante el escarificado (labrado) del lecho del río. Posteriormente, en el año 1969 se pusieron en servicio una red de 20 pozos de recarga (ASR) que introducen en el acuífero agua tratada de la planta potabilizadora de Sant Joan Despí (Queralt, 2004). En el año 2008 se construyó una barrera hidráulica contra la intrusión salina en el delta del Llobregat, formada por 14 pozos en una línea de unos 6 kilómetros, que tiene capacidad para inyectar hasta 15.000 m³/día de agua regenerada procedente de la depuradora de aguas residuales urbanas Depurbaix (Hernández *et al.*, 2011).

Tanto el escarificado del lecho como la recarga ASR, se continúan realizando en la actualidad y se está trabajando en mejorar la eficiencia de este último mediante un proyecto financiado por la Comisión Europea (Hernández *et al.*, 2015).

Además, en la Vall Baixa del río Llobregat se han construido recientemente las balsas de recarga de Sant Vicenç dels Horts y están en proyecto otras en Santa Coloma de

Cervelló (Luna *et al.*, 2009). El objetivo es aportar hasta $10 \text{ hm}^3/\text{año}$ tal como la antigua Junta d'Aigües exigía como medida compensatoria de las nuevas obras e infraestructuras de la autovía del Baix Llobregat. Anteriormente, en la Cubeta de Sant Andreu ya existían unas balsas de recarga, las de Ca n'Albareda, que quedaron inhabilitadas por unas riadas. La viabilidad de su restauración estuvo justificada por ser el método de gestión del ciclo integral del agua más económico (Pomés, 2006).

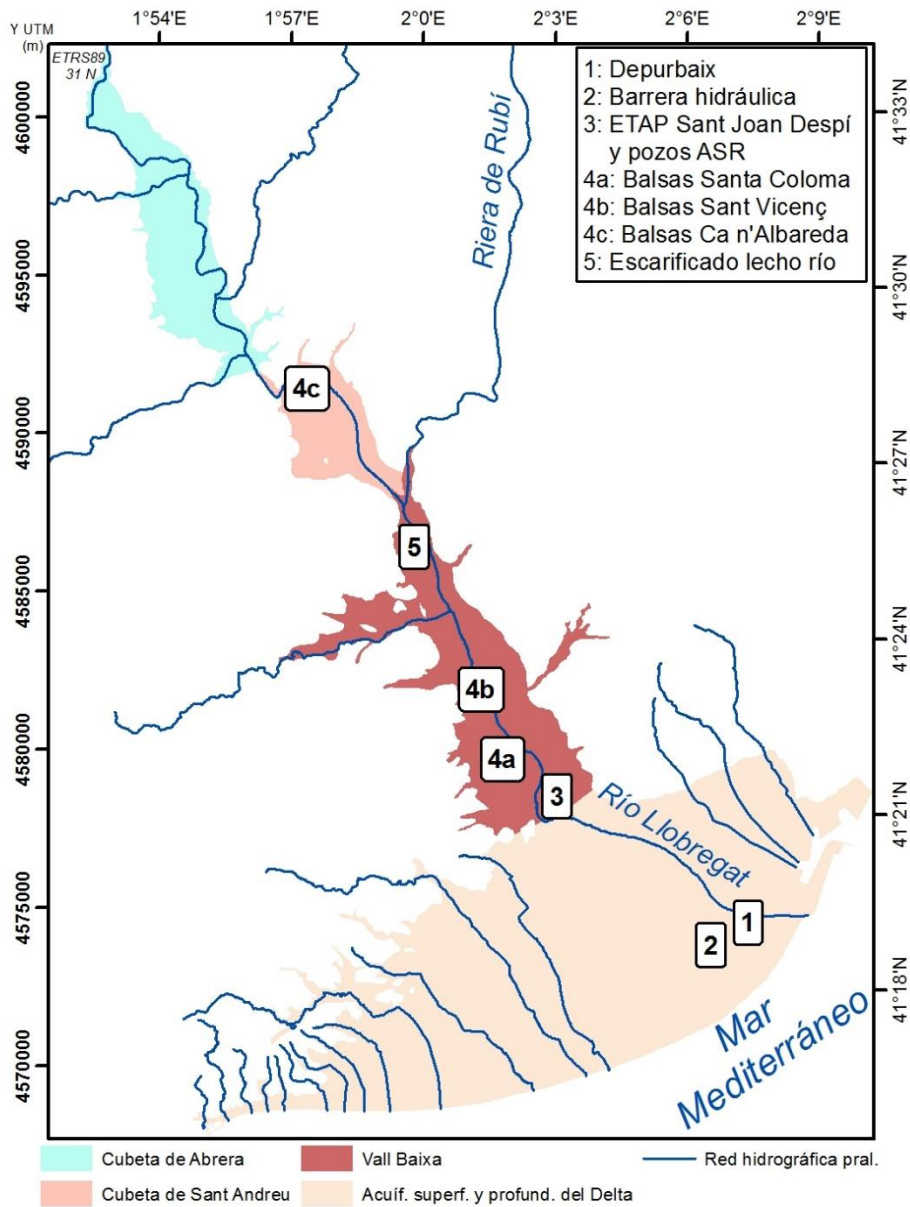


Figura 4.29. Situación de las experiencias de recarga artificial en el Llobregat. Modificado de Ortuño *et al.* (2009)

4.3.6. Balsas de recarga artificial de Ca n'Albareda y Sant Vicenç dels Horts

El método de recarga de acuíferos mediante balsas de infiltración es un método de recarga en superficie que consiste en la construcción de una o varias balsas excavadas en el terreno que almacenan agua para dejarla infiltrarse lentamente. El volumen de las balsas suele oscilar entre 0.5 y 5 Hm³ y se aconseja una potencia de lámina de agua durante la fase de operación de alrededor de 1.2 m (Baumann, 1965) ya que una lámina de agua inferior implicaría poca carga de agua y reduciría la infiltración, mientras que una lámina mayor produciría una compactación del terreno que también provocaría una reducción de la infiltración. Siguiendo estos principios fueron diseñadas y están siendo gestionadas las balsas de Ca n'Albareda y las de Sant Vicenç.

Las balsas de Ca n'Albareda se construyeron inicialmente en 1985 por iniciativa de la Comunitat d'Usuaris d'Aigües de la Cubeta de Sant Andreu de la Barca (CUACSA) con el objetivo de compensar el déficit de agua subterránea que se empezaba a detectar en el acuífero local, fruto de la explotación continuada de este recurso.

A finales de los años 90 el Ministerio de Fomento realizó unas actuaciones de acondicionamiento de las balsas como servicio afectado por las obras de construcción de la Autovía A-2. Las balsas, sin embargo, nunca llegaron a funcionar después de estas operaciones, ya que las riadas de 2000 dañaron los muros transversales, impidiendo su puesta en servicio. Sin embargo, en 2010 se vuelven a inaugurar las balsas de Ca n'Albareda, tras su recuperación, en el marco del convenio de colaboración entre la Comunitat d'Usuaris d'Aigües del Delta del Llobregat (CUADLL), el ACA y otras entidades como AGBAR, el Departament del Medi Ambient i Habitatge (DMAiH) y la Entitat Metropolitana de Serveis Hidràulics i Tractament de Residus (EMSHTR). Pocos meses después de la nueva puesta en marcha, el gestor de la infraestructura (CUADLL) advierte que la tasa de infiltración de la balsa de recarga es muy inferior a la de diseño ($\ll 1$ m/día).

Las balsas de Sant Vicenç del Horts fueron proyectadas inicialmente en la población de Pallejà como medida compensatoria a la impermeabilización del terreno, incluida en la Declaración de Impacto Ambiental de la Autovía del Baix Llobregat (A-2). Justo después de su implantación estas balsas quedaron afectadas por la construcción de la línea del tren de gran velocidad (AVE) y se repusieron por ADIF en 2004 en su ubicación

actual de Sant Vicenç dels Horts (AEUAS 2010). En el año 2010 fueron incluidas como zona piloto en el proyecto ENSAT-LIFE, financiado parcialmente por la Comisión Europea, y con la vinculación del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), la Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), el ACA y la CUADLL. El principal objetivo del proyecto ENSAT fue maximizar el proceso de depuración de la zona no saturada en las balsas evaluando el uso de distintos tipos de suelo en la balsa de infiltración (Hernández *et al.*, 2014).

Las balsas de recarga artificial de Ca n'Albareda y Sant Vicenç presentan un diseño constructivo y un sistema de gestión muy similares. Las balsas se excavaron de modo artificial en una zona geológicamente favorable a priori y poco degradada por la extracción de áridos. Se sitúan orientadas paralelas al río, fuera de su lecho pero dentro de su zona inundable con periodos de retorno de 10 años las balsas de Ca n'Albareda y la de infiltración de Sant Vicenç y de 50 años en el caso de la balsa de decantación de Sant Vicenç (ACA, 2015). Una vez excavadas, configuran una nueva zona húmeda formada por dos balsas cada una con funciones diferenciadas. La primera es la balsa de decantación, se emplaza aguas arriba y sirve para sedimentar la materia en suspensión del agua, previo a su paso a la segunda balsa o balsa de infiltración (Figura 4.30) que es donde se da el proceso de recarga del agua hacia el acuífero.



Figura 4.30. Fotografía de las balsas de Ca n'Albareda (CRCRLI, 2015). Balsa de decantación (1) y balsa de infiltración (2)

La balsa de decantación (Figura 4.31) tiene como objetivo principal evitar la formación de niveles limosos en el fondo de la balsa de infiltración, lo que podría producir una reducción de la efectividad de la balsa de infiltración a medio plazo. Esta balsa recibe el agua mediante captación directa del río Llobregat y está equipada con un aliviadero que hace que cuando el agua supera cierto nivel pase a la balsa de infiltración, y con un sistema de desagüe como medida de seguridad que funciona cuando se cierra el rebosadero hacía en la balsa de infiltración (Figura 4.31) y que devuelve el agua sobrante de nuevo al río. Las dos balsas están comunicadas entre sí por una tubería de hormigón de 50 centímetros de diámetro que cuenta con sensores que monitorizan en continuo el caudal de entrada y parámetros físicos como la turbidez del agua, conductividad eléctrica y contenido en amonio. Las balsa de infiltración disponen además de una regla de medida que indica el nivel de agua y existen piezómetros de control situados aguas arriba y aguas abajo de todo sistema de recarga.

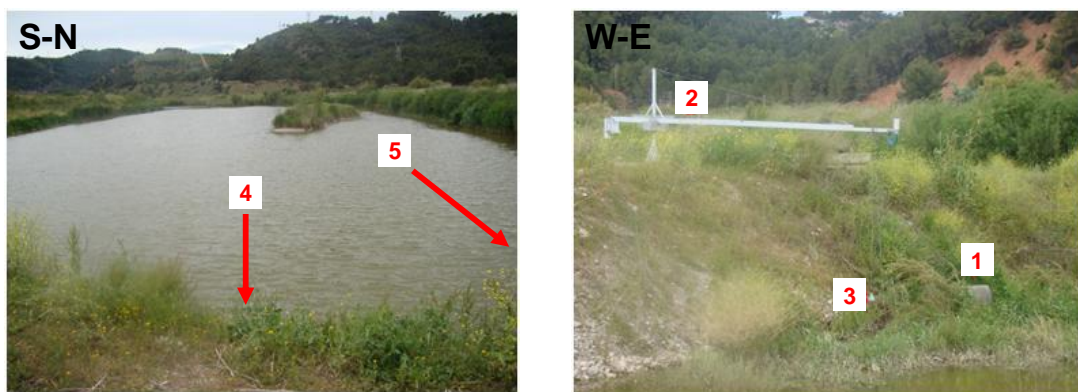


Figura 4.31. Fotografía de la balsa de decantación (izquierda) y de la zona de entrada de agua en la balsa de infiltración (derecha). Cubo de hormigón en la zona de entrada de agua para repartir el agua y evitar la sobreexcavación del terreno (1), estructura (2) y boya (3) del sistema que controla el nivel en la balsa, localización del rebosadero de infiltración (4) y del de seguridad (5) Fotografías efectuadas por Gal·la Serra en Castellbisbal [22 de mayo de 2012]

Como características específicas, las balsas de Ca n'Albareda ocupan una longitud total de 220 m, una superficie del orden de 20000 m², tienen una profundidad media de 4 m y presentan una orientación longitudinal prácticamente E-O. Los volúmenes de infiltración de diseño fueron del orden de los 1.7 Hm³/anuales (Ortuño *et al.*, 2009).

Las balsas de Sant Vicenç presentan una superficies de decantación de aproximadamente 4000 m² y de infiltración de 5600 m², tienen una profundidad de entre 4 y 6 metros y su dimensión mayor tiene orientación NO-SE. Los volúmenes de infiltración previstos fueron de 0.4 Hm³/año. Como en las de Ca n'Albareda, la captación de agua se realiza en el río Llobregat unos 3 km aguas arriba del sistema y circula hasta

ellas por gravedad. Sin embargo, las balsas de Sant Vicenç están además preparadas para recargar agua regenerada de la Estación Depuradora de Aguas Residuales (EDAR) del Prat de Llobregat. La EDAR está situada 11 km aguas abajo y en caso de usarse su efluente para la recarga debería ser transportado mediante un sistema de bombeo.

4.4. Acuífero libre

El objetivo específico de este caso de aplicación es obtener una metodología sencilla y no invasiva para mejorar la planificación y diseño de las infraestructuras de recarga artificial de tipo superficial. La metodología se basa en el uso de una técnica de prospección indirecta muy aceptada para la caracterización hidrogeológica como es la tomografía de resistividad eléctrica (Dahlin *et al.*, 2014) y tiene en consideración, la heterogeneidad del subsuelo y la presencia de materiales arcillosos (Michot *et al.*, 2003), la no-unicidad de la relación entre la propiedad física medida (resistividad eléctrica) y la que se quiere caracterizar (conductividad hidráulica vertical o tasa de infiltración) (Dietrich y Leven, 2009) y la importancia del método de interpolación usado en los resultados finales obtenido (Robinson y Metternicht, 2006).

4.4.1. Diseño de la campaña de adquisición

El río Llobregat es uno de los sistemas hídricos más estudiados y monitorizados de Europa (Sabater *et al.*, 2012). Sin embargo, los datos hidrogeológicos directos y cuantitativos de la zona de estudio eran prácticamente inexistentes y poco representativos de la heterogeneidad de los materiales geológicos esperada en un medio sedimentario como el meandro de Ca n'Albareda. En el caso específico de materiales sedimentarios de tipo granular, los valores de resistividad dependen de distintos parámetros. Los principales parámetros que influyen en el valor de la resistividad de los sedimentos son: la porosidad, la salinidad del fluido contenido en los poros, la presencia de arcilla, la interconexión entre los poros y el grado de compactación. En cualquier caso, a rasgos generales se puede considerar que las arcillas presentan valores de resistividad inferiores a las arenas y éstas, a su vez, menores que las gravas. Por tanto, las variaciones verticales y laterales en los valores de resistividad que muestran las secciones geoeléctricas pueden traducirse en cambios litológicos.

Con el fin de determinar las variaciones litológicas laterales y verticales del subsuelo fueron adquiridos 23 perfiles ERT en el meandro de Ca n'Albareda distribuidos de la

forma más representativa posible y 9 perfiles ERT paramétricos en la Cubeta de Sant Andreu de la Barca para calibrar la relación resistividad vs tasa de infiltración. La campaña de adquisición geofísica fue diseñada a partir de la información hidrogeológica previa de pozos y sondeos de investigación con el fin de que los datos geofísicos tuvieran una distribución lo más homogénea posible. La información de pozos y sondeos ayudo a determinar la profundidad de investigación (el nivel que actúa como base del acuífero se situaba a unos 30 metros como máximo) y en consecuencia a determinar la longitud de los perfiles ERT a realizar. Los perfiles ERT fueron planificados próximos a los pozos y sondeos y tienen diferente longitud (de 117.5 a 235 m) dependiendo de la distancia disponible para extender el dispositivo de adquisición (Figura 4.32).

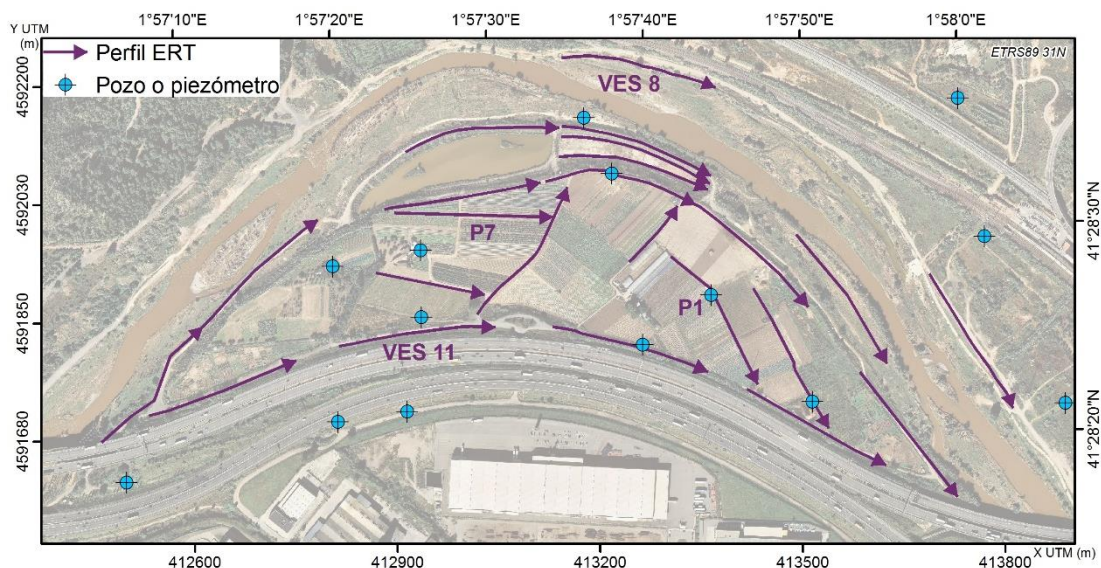


Figura 4.32. Distribución espacial de la información usada en el presente apartado

Los perfiles ERT paramétricos tienen una longitud de 23.5m y fueron adquiridos dentro de la balsa de infiltración (uno antes y uno después del mantenimiento de la balsa) y en distintos puntos de la Cubeta de Sant Andreu. Los puntos fueron elegidos para que fueran representativos de los materiales aflorantes en la Cubeta (ICGC, 2006) y su localización y resultados se presentan en el apartado 4.4.3.

Los datos geoelectricos fueron adquiridos con un resistivímetro SYSCAL PRO usando un dispositivo Wenner-Schlumberger con 48 electrodos separados de 2.5 a 5 metros entre si y separados 0.25m, en el caso de los perfiles ERT paramétricos. El software RES2INV fue usado para invertir los más de 17000 datos de resistividad aparente y obtener las 32 secciones 2D de resistividad eléctrica. El programa usa una rutina de inversión basada en el “smoothness constrained least-squares method”

(DeGroot-Hedlin y Constable, 1990; Sasaki, 1992) y en una “quasi-Newton optimization technique” (Loke y Barker, 1996).

Todos los datos del estudio han sido posicionados con un GPS GARMIN, con el mapa topográfico 1:5000, con la ortofoto aérea 1:2500 y con el MDT 15X15(m). El GPS GARMIN ofrece una precisión en condiciones óptimas de trabajo de $\pm 5\text{m}$ y los datos cartográficos disponibles en el visor web Institut Cartogràfic de Catalunya (ICGC, 2016) han ayudado a conseguir precisiones inferiores al metro en las tres direcciones del espacio.

4.4.2. Problema de equivalencia

La solución del problema inverso en la metodología ERT (al igual que sucede en la interpretación de las curvas de SEV) está afectada por la falta de unicidad, ya que existen modelos muy diferentes que satisfacen la ecuación de manera muy razonable. Dichos modelos se denominan equivalentes dado que ajustan los datos medidos con el mismo grado o nivel de tolerancia. La no unicidad del problema inverso es debida al hecho de que los datos son discretos y no densos, y además las medidas experimentales están afectadas en un cierto grado por ruido instrumental y/o ambiental. Por ello, a cortes geológicos e hidrogeológicos diferentes entre sí, pueden corresponder curvas de campo cuya discrepancia mutua es menor que el límite experimental de error, es decir: a cada curva de campo le corresponden n diferentes combinaciones de espesores y resistividades.

Esta ambigüedad afecta sobre todo al cálculo individual de los parámetros de cada capa, pero no a los parámetros geoeléctricos del conjunto del modelo. Es por ello que en la teoría de medios conductores estratificados, los parámetros y funciones que resultan de productos y cocientes entre el grosor y la resistividad de cada capa, es decir los parámetros de Dar Zarrouk definidos por Maillet (1947) cobran también gran importancia.

Para obtener un modelo conceptual inicial y poder tratar el problema de equivalencia, se han tomado los valores de resistividad aparente de una porción 1D del punto medio de cada uno de los perfiles ERT. Los valores de resistividad aparente han sido invertidos y se ha realizado un análisis de la equivalencia usando el software RESIX-PLUS (Interpex, 1993). Los resultados de la inversión se ajustan a modelos de tres capas que describen curvas tipo K (Figura 4.33) y son consistentes con la información proporcionada por la

inversión de los datos ERT. Las curvas tipo K se caracteriza por un nivel más resistivo localizado entre dos niveles más conductores y podrán ser modeladas con el parámetro T de Dar Zarrouk (Maillet, 1947).

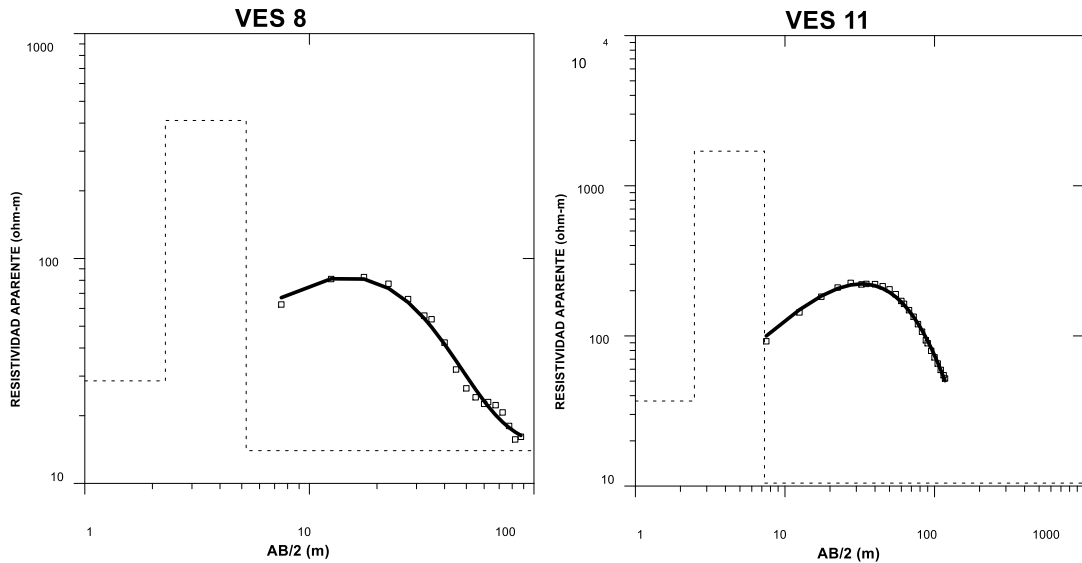


Figura 4.33. Curvas SEV tipo adquiridas en el meandro de Ca n'Albareda

El nivel resistivo se interpreta como la formación acuífera superficial del meandro de Ca n'Albareda y el análisis de equivalencia se ha realizado variando la h y ρ de esta segunda capa dentro de unos ciertos límites (Figura 4.34). Los límites son marcados por el valor del error del proceso de inversión, es decir son aceptables aquellos modelos equivalentes con un error similar. La relación entre h y ρ se puede ajustar a una función lineal o potencial (Figura 4.35) y los modelos equivalentes de la capa 2 tienen una T de Dar Zarrouk muy parecida (Tabla 4.2).

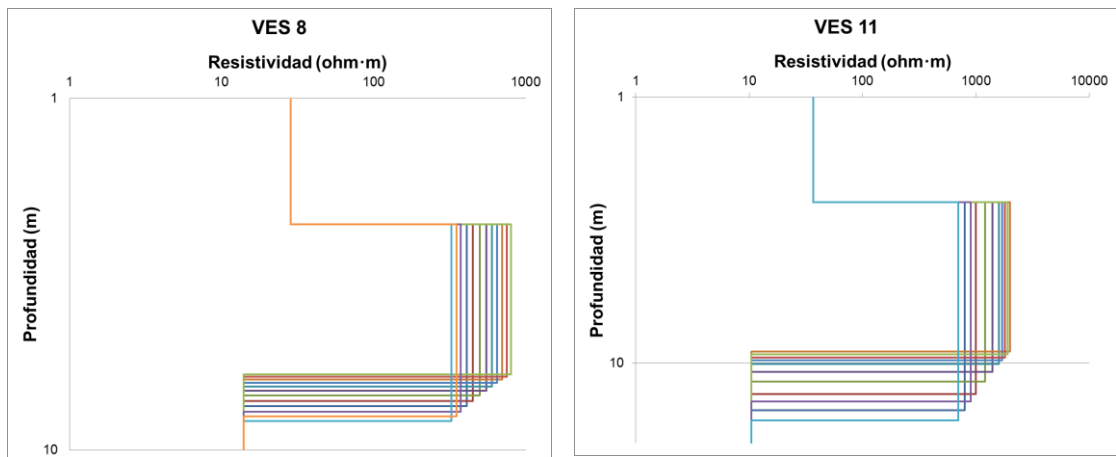


Figura 4.34. Modelos equivalentes del VES 8 (izquierda) y del VES 11 (derecha)

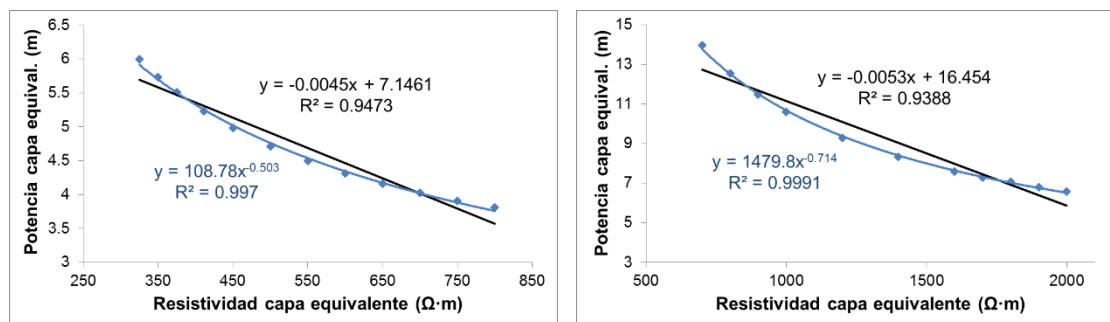


Figura 4.35. Gráficos de dispersión con los valores de resistividad y potencia equivalente de la capa 2 del VES8 y VES11. La recta y ecuación en negro corresponden a un ajuste lineal y a su factor de correlación R^2 y en azul se representa un ajuste de tipo potencial

Tabla 4.2. Parámetros usados y T de Dar Zarrouk calculados para los modelos equivalentes de la capa 2 del VES 8 (izquierda) y VES 11 (derecha)

ρ (Ω·m)	potencia (m)	error inv. (%)	T Dar Zarrouk	ρ (Ω·m)	potencia (m)	error inv. (%)	T Dar Zarrouk
411	5.23	6.7	2150	800	12.55	3.9	10039
450	4.98	6.7	2241	1000	10.61	3.4	10606
500	4.71	6.7	2357	1200	9.27	3.2	11128
550	4.49	6.7	2472	1400	8.32	3.2	11641
600	4.31	6.7	2587	1600	7.60	3.2	12156
700	4.02	6.7	2817	2000	6.58	3.2	13153
650	4.16	6.7	2702	1700	7.29	3.2	12400
750	3.91	6.7	2932	1800	7.06	3.2	12706
800	3.81	6.7	3046	1900	6.79	3.2	12903
375	5.51	6.7	2065	900	11.49	3.6	9774
325	5.99	6.7	1948	700	13.96	4.5	9774
350	5.73	6.7	2006				

La desviación estándar de los valores de T representa menos del 4% de la mediana de los mismos. Los resultados del análisis validan el uso del parámetro T para caracterizar la formación acuífera del meandro de Ca n'Albareda. En cualquier caso, una determinación única de h y ρ sería difícil, si no imposible (Casas *et al.*, 2008).

4.4.3. Tasa de infiltración

Para obtener los valores de tasa de infiltración se realizaron 9 ensayos de infiltración en el punto medio de los perfiles ERT paramétricos (Figura 4.36) con un infiltrómetro de doble anillo o de Munz (Bouwer, 1962). El infiltrómetro de doble anillo es un instrumento que proporciona información directa de la tasa de infiltración del subsuelo de una manera sencilla (Ronayne *et al.*, 2012) pero necesita una gran cantidad de agua y es un ensayo laborioso en términos de tiempo empleado. Por ejemplo, fueron necesarios más de 300 litros de agua por ensayo, en las zonas más permeables, y más de 4 horas, en las zonas con permeabilidades más bajas, para alcanzar las condiciones de saturación requerida

para obtener el valor de tasa de infiltración.



Figura 4.36. Fotografía del ensayo de infiltración con el infiltrómetro de doble anillo (izquierda) y del perfil ERT (derecha) realizados en el punto 1. Fotografías realizadas el 5 de marzo de 2012

Para realizar la campaña de campo se escogieron diferentes puntos, a lo largo de la Cubeta de San Andreu, que fueran representativos de los diferentes materiales que afloran en la Cubeta y poder tener así un valor de tasa de infiltración representativo de cada material (Figura 4.37).

Los ensayos fueron realizados en 5 campañas: los ensayos de los puntos 3 y 4 el 13 de junio y el 7 de julio de 2011, los puntos 1, 2 y 8 el 5 de marzo de 2012, los ensayos de los puntos 5 y 6 el 22 de mayo de 2012 y los puntos 7 y 9 el 16 de enero de 2013. Esta diferencia de fechas y de estaciones puede hacer que el estado de humedad inicial del suelo sea diferente de un día a otro debido a la meteorología. No obstante, los resultados finales de los ensayos no se ven afectados por este hecho, ya que sólo se aprecia durante el tiempo que se tarda en alcanzar un valor de tasa de infiltración constante, que permite asegurar que el suelo está saturado.

A partir de los datos obtenidos en campo, tanto de resistividad (Anexo 9; Figura A9.1) como de tasa de infiltración (Tabla 4.3), para cada punto de ensayo, se ha buscado una relación empírica. La relación tiene como objetivo obtener una estimación de la tasa de infiltración (I_r) partiendo de los datos de ρ de la zona central (Anexo 9) y más superficial de las tomografías realizadas en la zona de estudio, ya que los datos de resistividad eléctrica muestran una distribución espacial mucho más representativa en el área investigada.

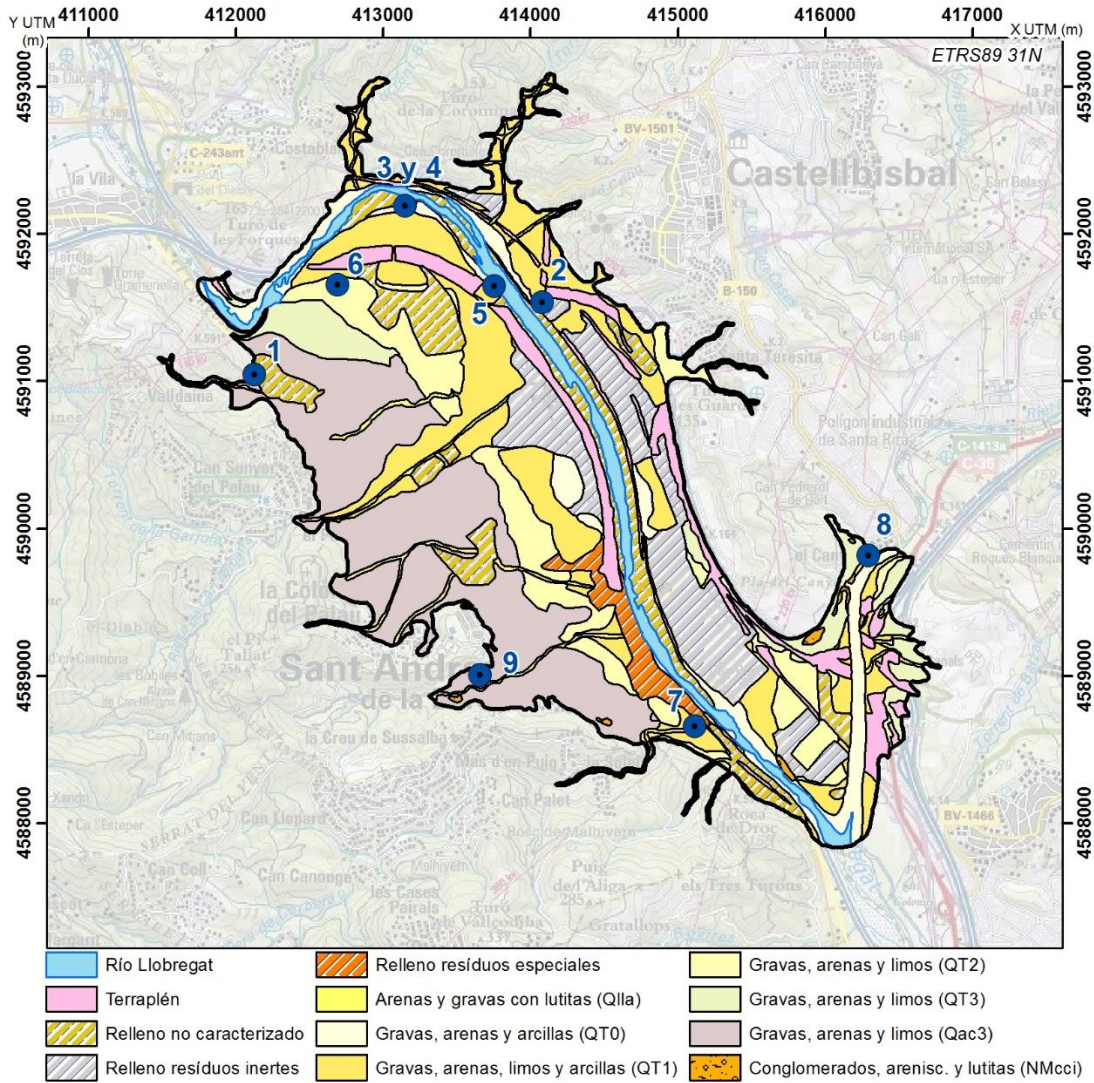


Figura 4.37. Ubicación de los ensayos de infiltración realizados en la unidad hidrogeológica de la Cubeta de Sant Andreu. Mapa base modificado de ICGC (2006)

Tabla 4.3. Resultados de los ensayos de infiltración y de los valores de resistividad representativos de cada uno de los puntos ensayados

	Tasa infiltración (m/día)	Resistividad (ohm·m)
PUNTO 1	2.36	220
PUNTO 2	0.2057	80
PUNTO 3	3.98	621
PUNTO 4	0.54	193
PUNTO 5	0.0072	78
PUNTO 6	0.7329	203
PUNTO 7	0.03	64
PUNTO 8	0.1741	62
PUNTO 9	0.07	91

La relación obtenida es de tipo lineal y existe una relación directa entre las dos variables (Figura 4.38). La pendiente positiva de la relación implica que áreas con valores

de ρ elevados tendrán una I_r y conductividad hidráulica vertical (k) elevadas. Esta relación directa también se obtiene en los dos ensayos realizados dentro de la balsa de infiltración antes y después del mantenimiento. Con el ensayo realizado antes del mantenimiento de la balsa se obtuvo un valor de $0.5 \text{ m}^3/\text{m}^2\cdot\text{día}$. Después del primer ensayo se realizó una excavación piloto de 0.8m de profundidad para eliminar el nivel superficial. El nivel tenía una resistividad eléctrica baja debido a la presencia de materiales arcillosos en la matriz de las gravas que, a su vez, provocaba una disminución de la capacidad de infiltración de la balsa. En el ensayo realizado en la balsa después del mantenimiento se obtuvo un valor un orden de magnitud superior, $4 \text{ m}^3/\text{m}^2\cdot\text{día}$, y la tomografía paramétrica presentaba unos valores de ρ claramente más elevados a los registrados antes del mantenimiento.

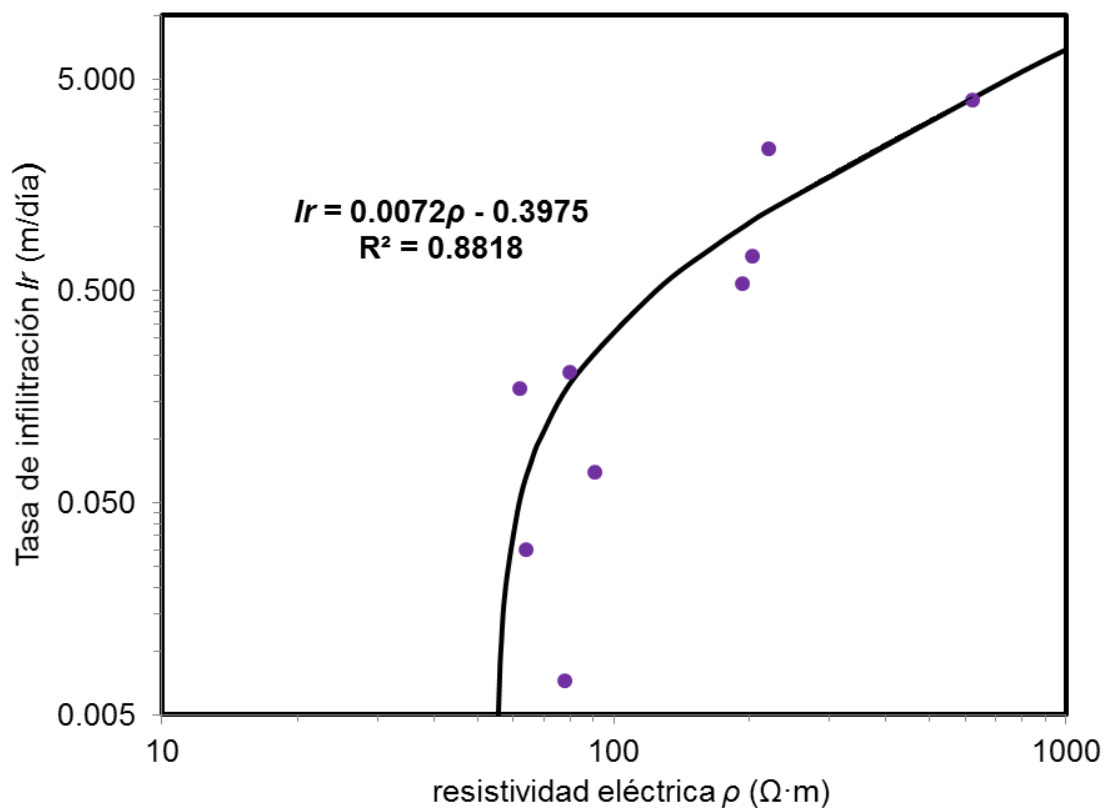


Figura 4.38. Relación lineal entre la resistividad eléctrica y tasa de infiltración en la Cubeta de Sant Andreu. Se representa en un gráfico logarítmico para mejorar la visualización de la relación entre la recta de ajuste (negro) y los puntos empíricos (lila)

4.4.4. Geometría del acuífero y potencial de recarga en el meandro

El objetivo de la campaña ERT es obtener un mapa que muestre las zonas más favorables y menos favorables para realizar la operación de recarga artificial. Las zonas más favorables tienen que poder almacenar agua y transmitirla ya que luego esta misma agua tiene que poder ser captada aguas abajo. El parámetro de interés es la transmisividad hidráulica ($k\cdot h$). Si bien se ha encontrado una relación directa entre la k y los valores de ρ , existen dos aspectos clave a tener en cuenta antes de pasar a la etapa de la interpretación

hidrogeológica. El primero es el bien conocido problema de equivalencia (no unicidad en la solución del problema inversa) inherente en la interpretación de datos de resistividad eléctrica y el segundo es que los perfiles ERT por si mismos son una representación en 2-D y dada la variabilidad lateral de los valores de resistividad eléctrica solo son representativos de una pequeña parte del subsuelo.

Las secciones geoelectricas obtenidas con el proceso de inversión seleccionado presentan unos valores de resistividad de entre 5 y 1300 $\Omega \cdot m$ aproximadamente (Figura 4.39; Anexo 10; Figura A10.1). Asimismo, las secciones tienen un RMS bajo (inferior al 6% en la mayor parte de los casos) por lo que los resultados de la inversión pueden considerarse como satisfactorios desde el punto de vista matemático. En las secciones, se observa una tendencia general de un incremento de los valores de resistividad de la parte inferior a la superior, con notables variaciones laterales en los valores de los niveles superiores.

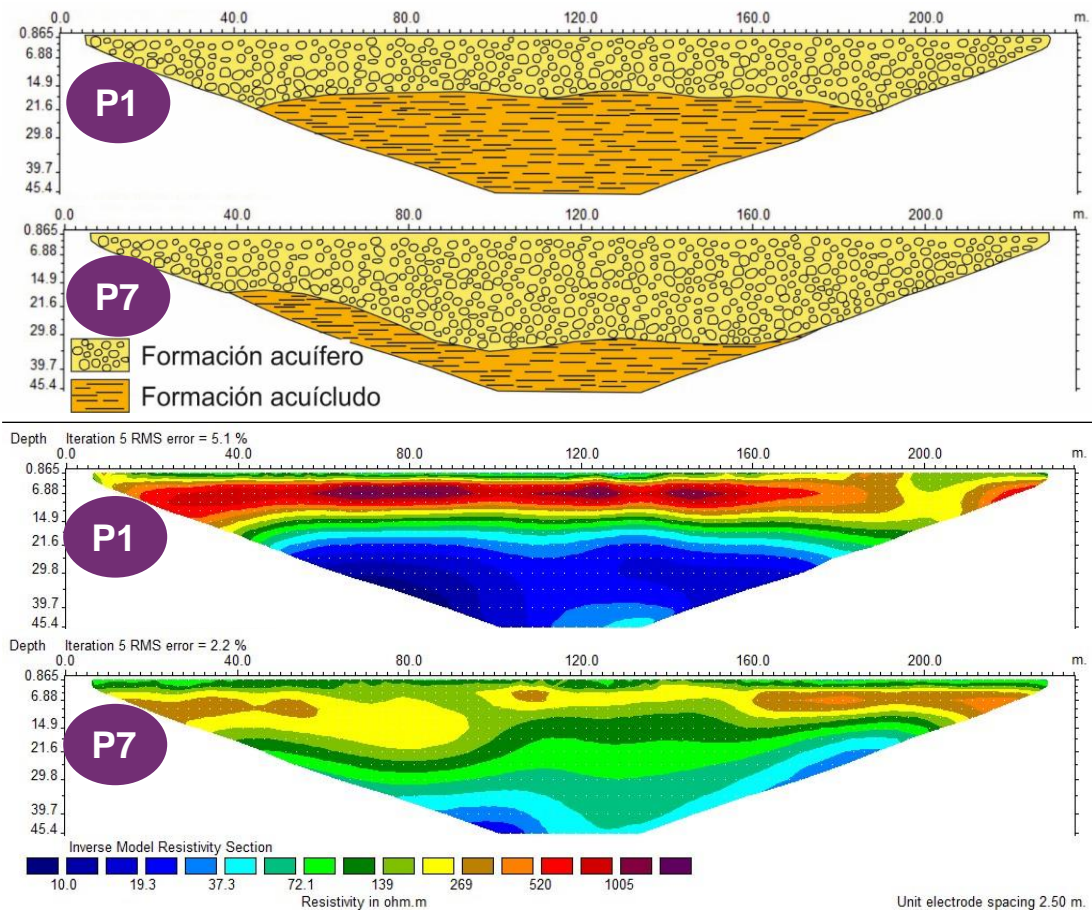


Figura 4.39. Secciones de resistividad eléctrica invertidas P1 y P7 (parte inferior) y su interpretación hidrogeológica (parte superior)

Examinando uno a uno el resultado de la inversión se puede identificar un nivel superior con una resistividad más baja entre la superficie del terreno y unos 7 metros de profundidad, un nivel intermedio más resistivo y un nivel inferior con resistividades más bajas. El límite entre el acuífero (nivel más resistivo) y la formación inferior (resistividades bajas) se caracteriza por valores ρ de 40 a 100 $\Omega\cdot\text{m}$ de acuerdo a la información proporcionado por pozos y sondeos. La posición del límite en los perfiles ERT varía entre los 15 y los 40 metros y, siendo el meandro una zona topográficamente llana, define un acuífero con una potencia muy variable según la parte del meandro en la que nos situemos. Además, como también se puede observar en la parte inferior de la Figura 4.39, la respuesta eléctrica de los materiales que forman el acuífero es distinta debido a la heterogeneidad de dichos materiales.

La interpolación entre los resultados de las secciones de resistividad eléctrica puede proporcionar la posible distribución de k y la de la potencia del acuífero (h) en toda el área de estudio a partir de los valores de ρ . El método Kriging es un método de interpolación bien adaptado a la interpolación de datos de resistividad eléctrica (Cousin *et al.*, 2009) y destacados paquetes de cálculo geoestadístico como el usado con los datos del presente apartado (Surfer de Golden Software) incorporan un algoritmo para su cálculo. El software permite también calcular variogramas. Los variogramas muestran la variación espacial midiendo la suma de las diferencias al cuadrado de pares de datos separados por cada posible distancia dentro del conjunto de datos. La información de los variogramas se ha utilizado para definir los límites del acuífero / acuícludo (Figura 4.40) y como input en el algoritmo Kriging para la interpolación en toda el área de estudio.

Una vez obtenida la geometría del acuífero se ha calculado el parámetro T de Dar Zarrouk desde el nivel piezométrico hasta la base del acuífero (Figura 4.41). El mismo algoritmo de interpolación (Kriging) también ha sido usado para obtener la distribución del parámetro T de Dar Zarrouk en el meandro de Ca n' Albareda.

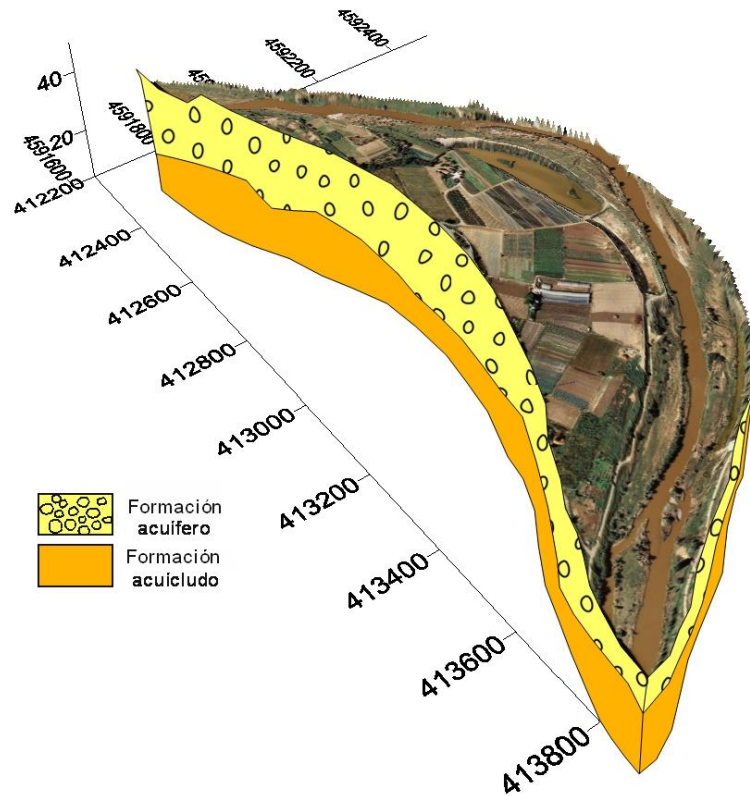
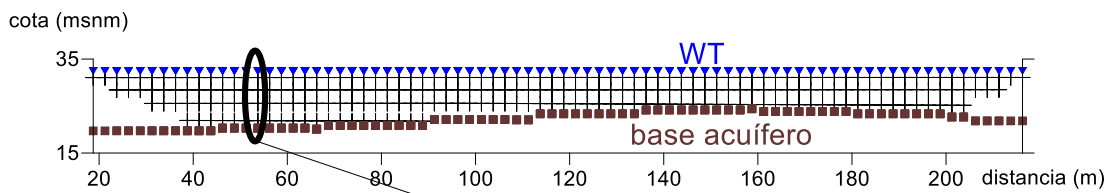


Figura 4.40. Geometría de la base de la formación acuífera en el meandro de Ca n'Albareda obtenido a partir de datos de ρ y de la información de sondeos y pozos. Distancias en m



$$T \text{ Dar Zarrouk} = [\text{Promedio}(\rho(i))] * [(WT - \text{base acuífera})]$$

Figura 4.41. Esquema de cálculo usado para obtener los valores de T de Dar Zarrouk con Surfer 10. Dónde WT representa la posición del nivel freático

La Figura 4.42 muestra la distribución del parámetro T y destaca que las zonas con el, a priori, mayor potencial de recarga (representado en este caso por valores T de Dar Zarrouk $> 5000 \Omega \cdot m^2$) están situadas fuera de la actual posición de la balsa de recarga.

Según la distribución del parámetro T de Dar Zarrouk, las zonas con mayor potencial estarían localizadas en la zona este y en el sur de la zona centro del meandro de Ca n'Albareda y las zonas con menor potencial se localizarían en el norte del meandro.

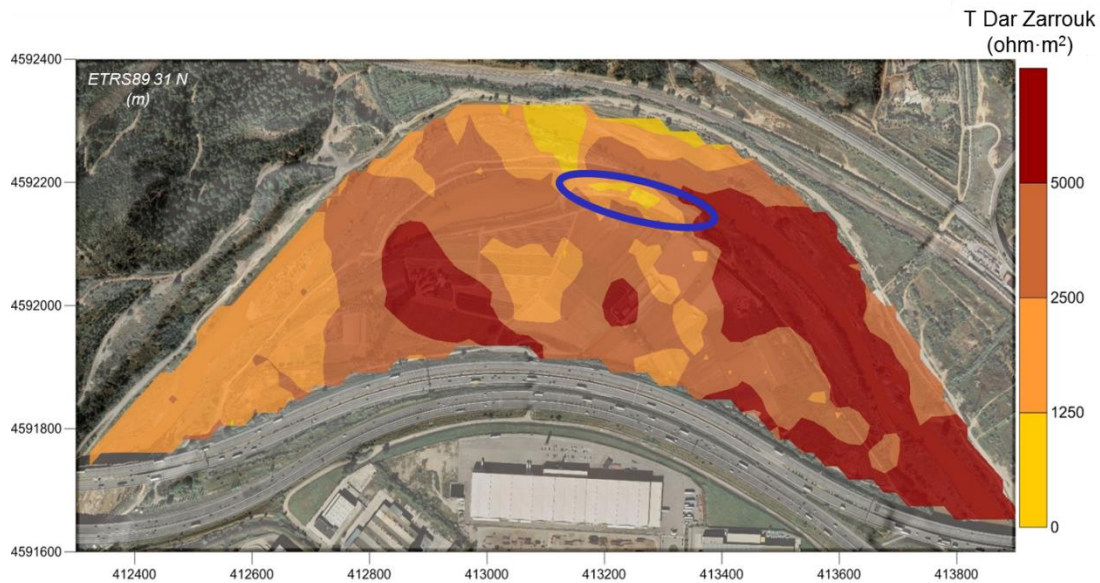


Figura 4.42. Distribución del parámetro T de Dar Zarrouk en el meandro de Ca n'Albareda. En morado se muestra la ubicación actual de la balsa de infiltración

4.4.5. Discusión y conclusiones

- La metodología ERT ha resultado una herramienta muy útil para la caracterización de la morfología del acuífero libre del río Llobregat y en particular para la caracterización de emplazamientos de recarga de tipo superficial en el meandro de Ca n'Albareda. Este método geofísico ha proporcionado una información mucho más exhaustiva y representativa que las técnicas directas por sí solas. La geometría de las distintas unidades hidrogeológicas y el contacto acuífero-acuícludo, junto con sus variaciones verticales y laterales, se definen con una mayor precisión usando los modelos generados a partir de la tomografía eléctrica.

- Las limitaciones intrínsecas de la metodología, como el problema de equivalencia y el método de interpolación usado, se pueden solventar con un sencillo análisis de los modelos equivalentes y con la información directa, obtenida por ejemplo con datos litológicos de sondeos y/o pozos y con valores de conductividad hidráulica estimados a partir de un ensayo de bombeo y/o de infiltración.

- El infiltrómetro de doble anillo o de Munz es un instrumento que proporciona de una manera sencilla información directa de la tasa de infiltración del subsuelo pero necesita una gran cantidad de agua, es un ensayo laborioso en términos de tiempo empleado y el valor obtenido solo suele ser representativos del punto ensayado y de la parte más superficial del subsuelo.

- En la zona de estudio se ha encontrado una relación directa y lineal entre el parámetro de tasa de infiltración y el parámetro resistividad eléctrica. La pendiente positiva de la relación sugiere que las áreas que presentan de forma continua valores de resistividad altos pueden actuar como zonas de flujo preferencial hacia el acuífero en condiciones hidrológicas favorables.

- Desde el punto de vista de la gestión del agua es de particular importancia caracterizar las variaciones laterales de las formaciones acuíferas con el fin de identificar los lugares más adecuados para el emplazamiento de infraestructuras de recarga artificial. En consecuencia, antes de la construcción de sistemas de recarga artificial de tipo superficial es muy recomendable llevar a cabo estudios, tales como el presentado con el fin de identificar aquellas zonas de mayor permeabilidad que serán las más adecuadas para las operaciones de recarga.

4.5. Balsas de recarga artificial

El objetivo específico de este caso de aplicación es obtener una metodología sencilla y no invasiva para mejorar y facilitar la gestión de las infraestructuras de recarga artificial de tipo superficial. Tal como se ha descrito en el apartado anterior, la gestión del proceso de recarga artificial requiere una buena caracterización y un buen conocimiento hidrogeológico del medio. Para ello también se propone una metodología de trabajo articulada en distintas fases que combina técnicas de exploración directas e indirectas de una manera similar a la descrita en el apartado anterior pero adaptada a una escala de trabajo más local y por ende con un mayor nivel de detalle.

La complementariedad de los métodos directos e indirectos, como los sondeos o las técnicas de prospección geofísica, respectivamente, permiten un mejor diagnóstico y caracterización del medio tal como se ha mostrado en los anteriores casos de estudio (sistema acuífero multicapa y acuífero libre). En el presente apartado se presentan los resultados de un estudio dividido en 7 fases distintas, descritas en el mismo número de subapartados. A las fases hay que añadirle una etapa previa que consistió en la recopilación y análisis de la información geológica e hidrogeológica proporcionada por los gestores de la infraestructura (ACA-CUADLL).

Las dos primeras fases, que se corresponden a los subapartados de caracterización geofísica de la zona saturada y caracterización geofísica de la zona no saturada, muestran una detallada caracterización del subsuelo de la balsa de infiltración de Ca n' Albareda en términos del parámetro físico resistividad eléctrica y la tercera fase (subapartado modelo 2D vs secciones modelo 3D) compara los valores de resistividad eléctrica obtenidos con dos procesos de inversión matemática distintos.

La cuarta fase de investigación tiene como objetivo caracterizar el parámetro conductividad hidráulica a partir de ensayos granulométricos, realizados en distintos puntos de la balsa y en tres sondeos de investigación (dos de ellos realizados expresamente en el ámbito del presente proyecto de investigación).

Las dos siguientes subapartados tienen como objetivo la evaluación de las zonas más y menos favorables para la recarga artificial, tanto en seco (subapartado tasa de infiltración) como en mojado (subapartado monitorización de la infiltración).

Por último, el subapartado de la monitorización de la colmatación tiene como objetivo el estudio de la evolución del régimen de funcionamiento de las balsas con el paso del tiempo (colmatación) y el efecto que producen las labores de mantenimiento en las mismas.

4.5.1. Caracterización geofísica de la zona saturada

La caracterización geofísica de la zona saturada (ZS) fue realizada usando la técnica de la tomografía de resistividad eléctrica (ERT). El diseño de la campaña de adquisición y la profundidad de investigación se han determinado, respectivamente, gracias a la información hidrogeológica previa, recopilada y facilitada por los gestores de la infraestructura, y con la ayuda del registro litológico de un sondeo de investigación perforado entre el margen derecho del río Llobregat y la balsa de infiltración de Ca n'Albareda (Figura 4.43)

A rasgos generales, el sondeo de investigación (notado como S2) muestra una gradación textural de sedimentos detríticos de mayor a menor tamaño de grano desde la superficie hasta el final del sondeo. Se identifican dos formaciones principales: una superior formada principalmente por gravas y arenas de color marrón (formación acuífera) y una inferior constituida básicamente por arcillas rojas (acuicludo). El contacto entre ambas se sitúa a una profundidad de 13.5 m que es equivalente a una cota de unos 24.5 msnm.

El sondeo se encuentra perforado entre 4 y 5 metros por encima de la cota topográfica de la balsa y por lo tanto la base de la formación acuífera se encontraría a 8-9 metros por debajo de la superficie de la balsa. Con el fin de caracterizar la morfología de la base del acuífero debajo de la balsa y posibles discontinuidades geológicas en el sustrato se realizaron dos perfiles (P5 y P6) de 235 metros de longitud y separación entre electrodos de 5 metros y una adquisición en 3D en el centro de la balsa de infiltración de 40x30 (m) (Figura 4.44).

Los perfiles de 235 metros permitieron alcanzar una profundidad de investigación cercana a los 50 metros y una resolución de un punto cada 5 metros en las dos dimensiones caracterizadas.

4. Resultados y discusión

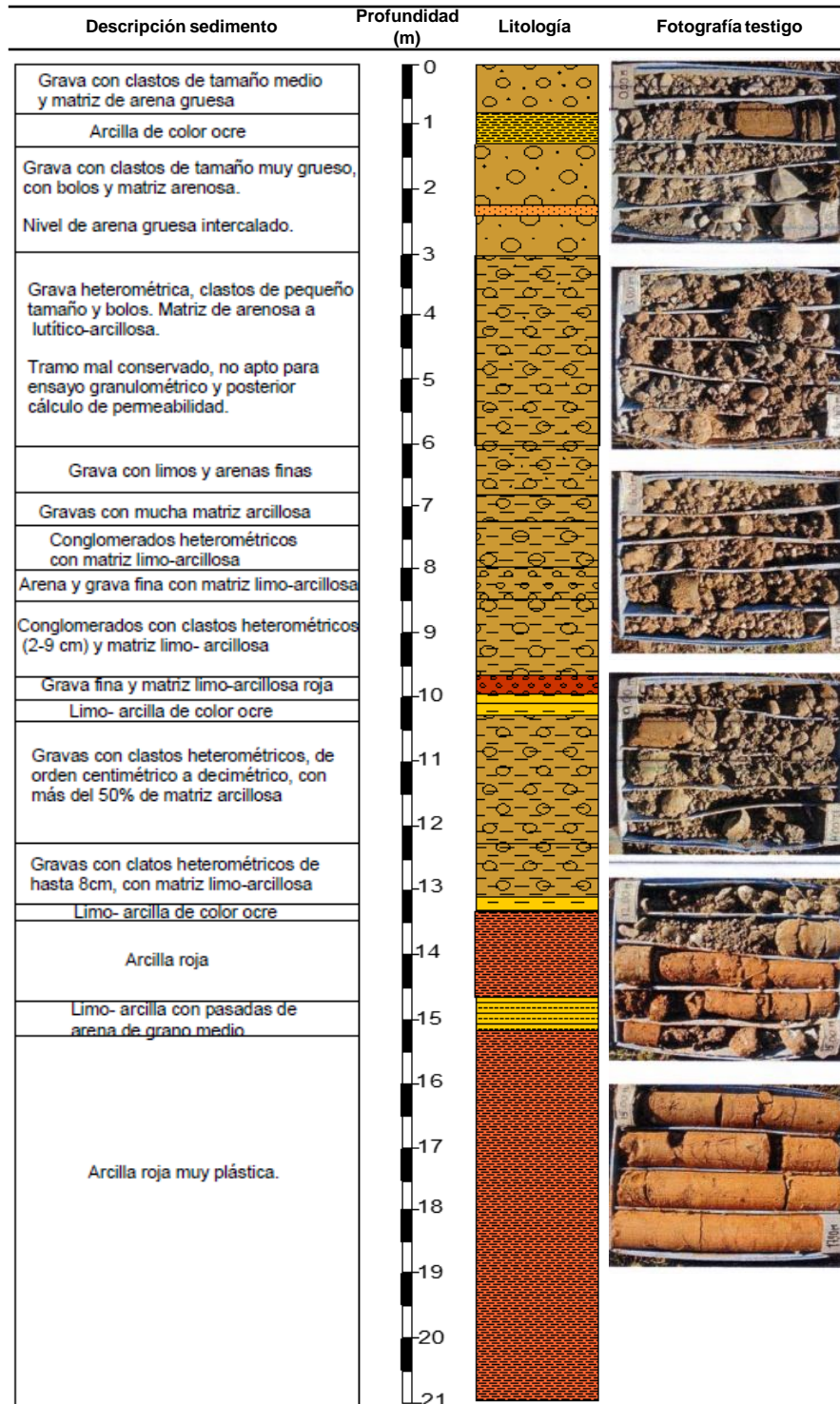


Figura 4.43. Columna litológica (derecha) y fotografías del testimonio continuo (izquierda) del sondeo S2 perforado cerca de la balsa de infiltración

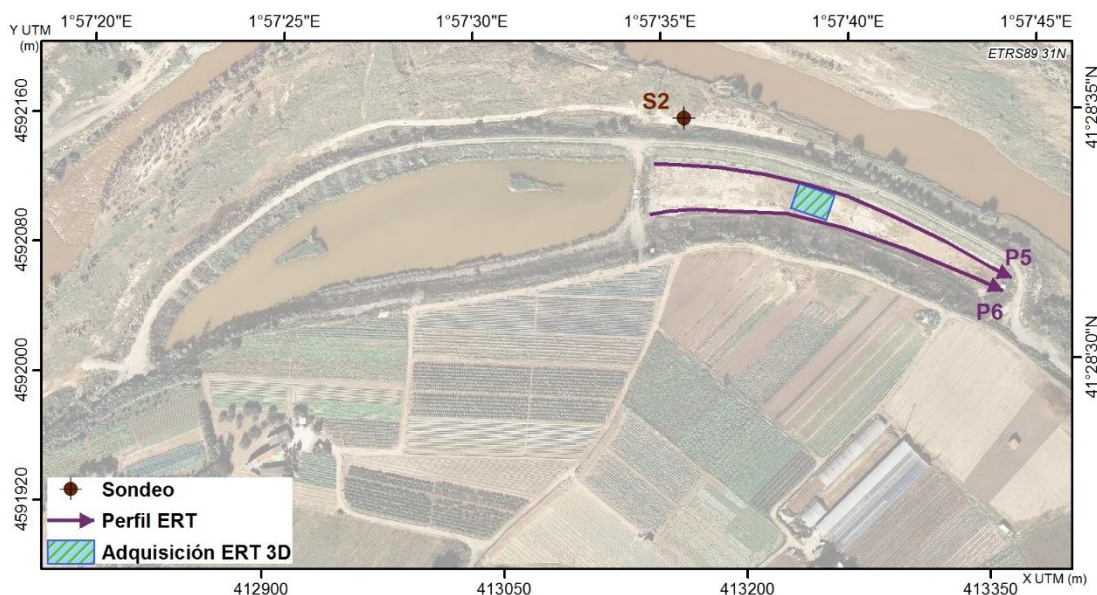


Figura 4.44. Situación de las balsas de recarga de Ca n'Albareda y localización de los perfiles de tomografía eléctrica y sondeos

Los valores de resistividad aparente obtenidos en campo se procesaron con el software RES2DINV para obtener una sección 2D a partir de cada uno de los dos perfiles. La distribución de los valores de resistividad real en la sección depende del procesado efectuado con el *software*. Para cada una de las secciones han sido empleados tres métodos de interpolación: mínimos cuadrados, *smoothing* y *robust* (Anexo 11; Figura A11.1; Figura A11.2). Tras la comparación de las tres secciones obtenidas en cada caso, se ha seleccionado aquella cuya interpretación geológica fuera más coherente con el contexto geológico y definiera mejor la geometría de las unidades litológicas identificadas, sobre todo el contacto entre acuífero y acuicludo (Figura 4.45). En todos los casos, los resultados del proceso de inversión matemática han sido muy satisfactorios, ya que el criterio de convergencia empleado (RMS) presenta valores siempre inferiores al 5%.

El rango de resistividad de las secciones geoelectricas obtenidas oscila entre 5 y 1200 $\Omega \cdot m$ aproximadamente (Figura 4.45). Como tendencia general, de base a techo se observa un aumento de los valores de resistividad y destaca la variación lateral de los mismos en los niveles superiores.

Recordar que los principales parámetros que influyen en el valor de la resistividad en sedimentos de tipo granular son: la porosidad, la salinidad del fluido contenido en los poros, la presencia de arcilla, la interconexión entre los poros y el grado de compactación

(Sendros *et al.*, 2014). En cualquier caso, a rasgos generales se puede considerar que las arcillas presentan valores de resistividad inferiores a las arenas y éstas, a su vez, menores que las gravas. Por tanto, las variaciones verticales y laterales de resistividad que muestran los cambios de color de las secciones geoelectricas pueden traducirse en cambios litológicos.

En las secciones geoelectricas obtenidas se pueden discriminar e interpretar tres capas o niveles según los valores de resistividad obtenidos (Figura 4.45).

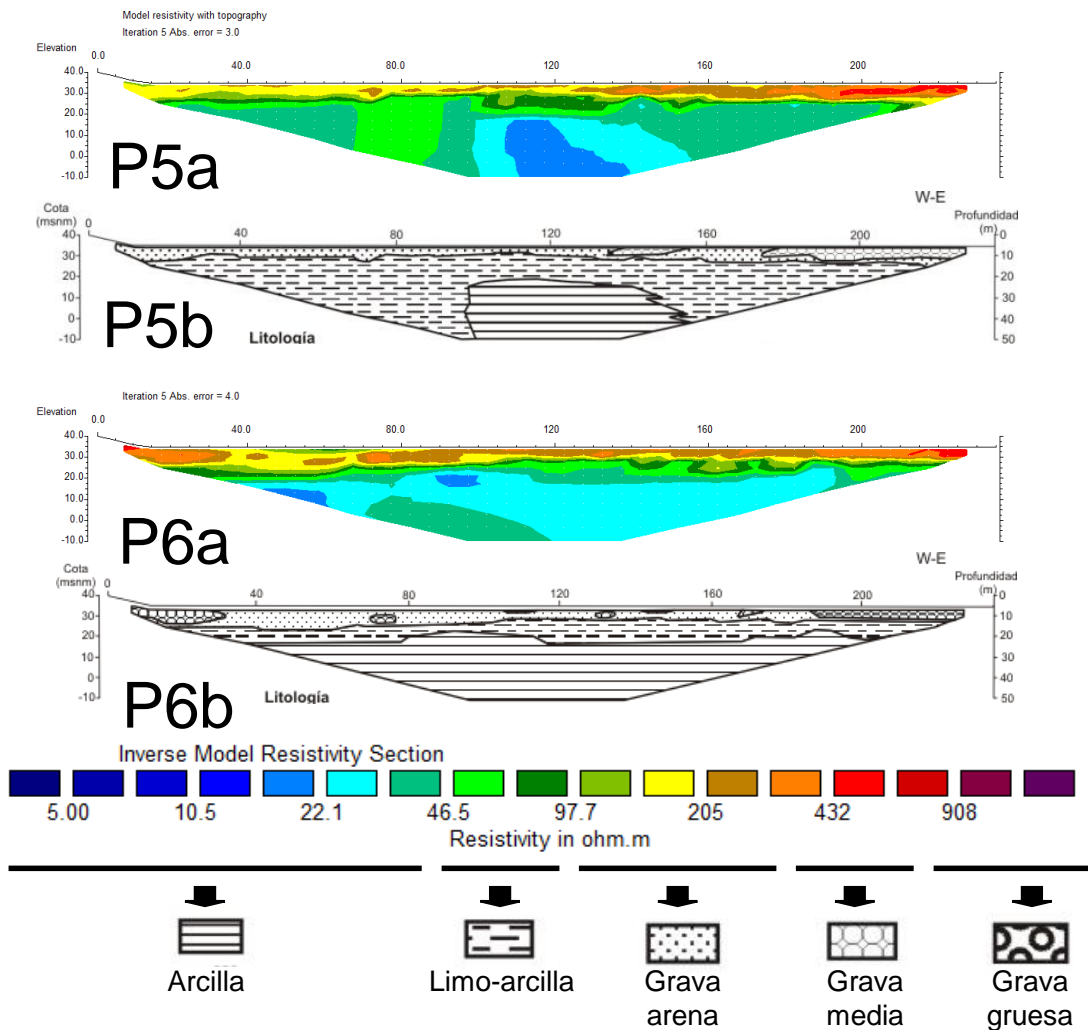


Figura 4.45. Secciones geoelectricas P5 y P6 (P5a y P6a) y su interpretación en forma de sección geológica (P5b y P6b). En la parte inferior de la figura se muestra la escala de valores de resistividad eléctrica, la leyenda de los cortes geológicos y el criterio seguido para pasar de secciones geoelectricas a geológicas (flechas negras)

En los niveles superiores de la sección geoelectrica P5 los valores son relativamente altos (> 200 $\Omega \cdot m$), se observa un aumento de los valores de resistividad desde la posición 120 m hasta el final del perfil. En la formación infrayacente (valores entre 11 y 100 $\Omega \cdot m$) se detecta una zona de mínima resistividad en el centro inferior del perfil (interpretado

como arcillas) aumentando progresivamente hacia los extremos y hacia capas superiores, pasando de arcilla hasta limos. La morfología del contacto entre la formación de gravas y el sustrato arcilloso es muy regular; se sitúa a una profundidad media de unos 11 m.

En la sección P6 la morfología del contacto entre la formación de gravas y el sustrato arcilloso es bastante regular y también se sitúa a unos 11-12 metros de profundidad. Se identifica también una variación lateral en los niveles superiores, con valores muy resistivos hacia ambos extremos del perfil, relacionables con variaciones texturales en sedimentos de tamaño grava (Figura 4.45). En niveles inferiores la distribución de valores de resistividad es más homogénea (20-50 $\Omega \cdot m$).

Los resultados de la adquisición 3D se han representado en forma de dos imágenes tridimensionales de un sector de la balsa de recarga de 40x30 m (Figura 4.44). Las dos imágenes se han obtenido a partir de la modelización de resistividades con un proceso de inversión del *software* ERTLab (Figura 4.46).

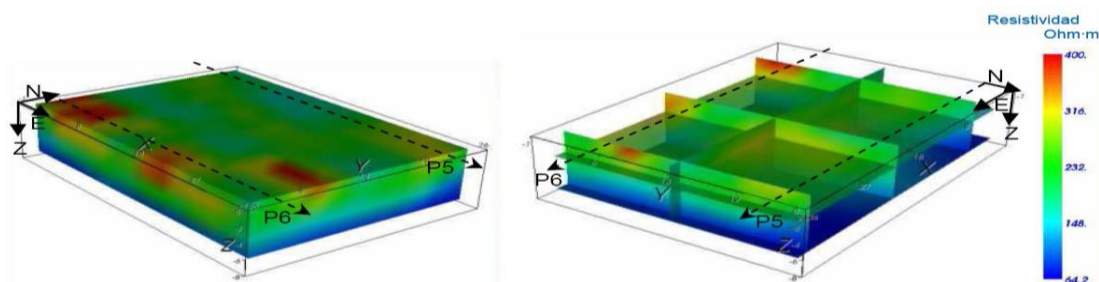


Figura 4.46. Modelo 3D de una parte de la balsa de recarga obtenido mediante inversión con el *software* ERTLab. En la imagen de la derecha se representan cortes longitudinales de distribución de resistividad; uno central de orientación E-W, situado entre las secciones P5 y P6 y tres cortes perpendiculares de orientación N-S

Los valores de $\rho_{aparente}$ adquiridos en campo oscilan entre 64 y 662 $\Omega \cdot m$. No se llegan a alcanzar valores de resistividad tan bajos como en los perfiles longitudinales ya que, debido a las dimensiones de la malla, la profundidad de investigación es tan solo de 8 m. De todas formas, se observa también un aumento gradual, de base a techo, de los valores de resistividad, así como variaciones laterales en los tramos más superiores, destacando tres sectores con valores de resistividad superiores a 400 $\Omega \cdot m$ (representados con colores rojizos).

4.5.2. Caracterización geofísica de la zona vadosa

La caracterización de la de la zona vadosa se realizó en dos subfases o etapas y han sido validados con la información directa proporcionada por calicatas excavadas en distintos puntos de la balsa de infiltración. La primera etapa se realizó con el instrumento de prospección electromagnética Geonics EM-31 y la segunda con el instrumento de prospección eléctrica SYSCAL PRO de la empresa Iris Instruments.

El Geonics EM-31 es un instrumento de prospección electromagnética que trabaja en el dominio de las frecuencias. Presenta un espaciado fijo entre bobinas de 4m y emite a una frecuencia de 9.8 kHz, permitiendo alcanzar una profundidad de investigación del orden de 3 metros, en el caso de la configuración de dipolos horizontales, y de 6 metros, en el caso de la configuración de dipolos verticales. El registro o *log* es de tipo puntual y se realiza de modo automático al presionar un pulsador. De cada punto se adquirieron dos medidas, una con el dipolo vertical y la otra con dipolo horizontal.

La campaña de adquisición se llevó a cabo en marzo de 2011 y fue diseñada en forma de cuatro mallas rectangulares de puntos con el propósito de adaptarse a la morfología de la balsa y obtener un mapa de isoconductividades eléctricas lo más representativo posible (Figura 4.47). La malla situada más al oeste tiene 50x25 (m) y las otras tres tienen 50x15 (m). Las mallas están formadas por 11 líneas de puntos registrados cada 5 m y separadas entre sí 5 m.

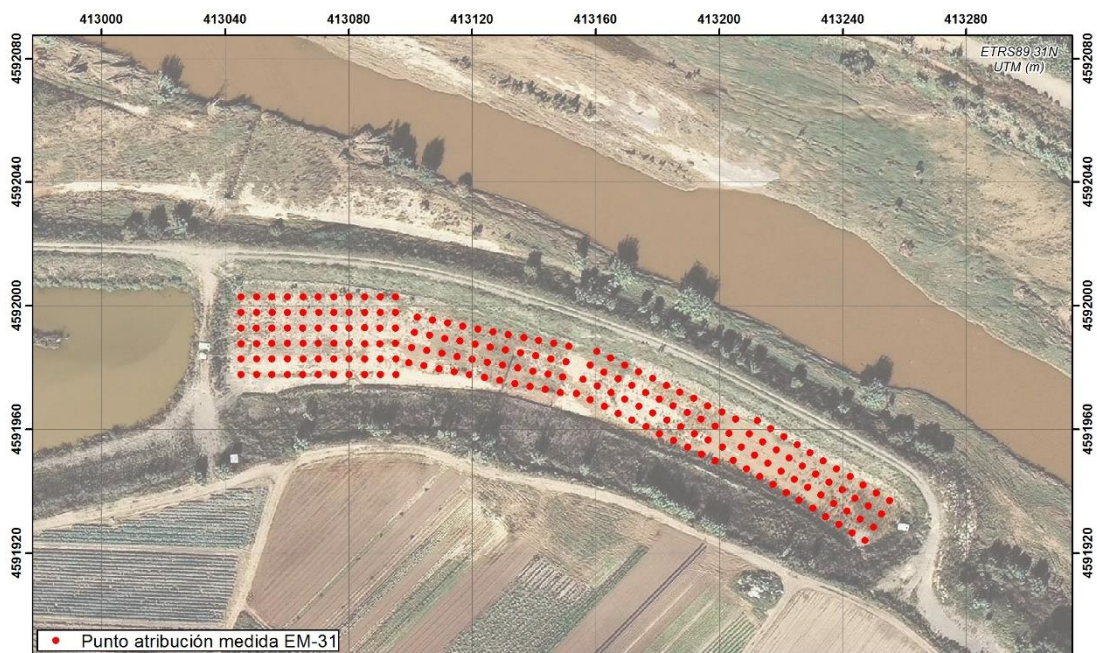


Figura 4.47. Distribución de las medidas de conductividad eléctrica adquiridas en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda

Los valores de conductividad eléctrica obtenidos con el EM-31 han sido interpolados y representados con el software Surfer 10 con el fin de evaluar la heterogeneidad del subsuelo de la balsa de manera cualitativa. La interpolación ha sido realizada con el método Radial Basis Function (Carlson y Foley, 1992) con un espaciado de 5 metros y limitando la zona de interpolación a los bordes de la balsa de infiltración con la opción Blanking del software.

En la parte superior de la Figura 4.48 se muestran los valores de conductividad correspondientes a una profundidad de 6m y la parte inferior de la Figura 4.48 corresponde a los valores representativos de una profundidad de 3m. En ambos casos se puede identificar la misma tendencia y son consistentes con los resultados de una de las tomografías eléctricas adquiridas en el margen sud de la balsa en el marco de la campaña descrita en el apartado 4.4.1.

La tendencia se caracteriza por la presencia de una zona con valores de conductividad mínimos (hasta menos de 7 mS/cm) situada en la parte central de la balsa y otra con los valores máximos (superiores a 13 mS/cm) situada en la parte más oriental de la balsa y en el extremo occidental. Las tomografías eléctricas corroboran esta tendencia ya que la zona de la balsa donde las conductividades son mínimas a la misma profundidad la sección geoelectrica muestra los valores de resistividad más elevados. Es en esa zona central y occidental con valores de conductividad más bajos donde se llevó a cabo una prospección más detallada con la técnica ERT (Figura 4.49).

La campaña de detalle ERT consistió en la adquisición 38 perfiles orientados S-N de 23.5 metros de longitud (Figura 4.49), con 2 m de espaciado entre perfiles y 0.5 m entre electrodos y 11 perfiles orientados NO-SE de 47 metros de longitud, con 3 m de espaciado entre perfiles y 1 m entre electrodos. El dispositivo de adquisición usado fue el Wenner-Schlumberger para todos ellos.

Los resultados de los perfiles ERT fueron procesados con el software RES2DINV para obtener cada una de las 49 secciones geoelectricas (Anexo 12).

4. Resultados y discusión

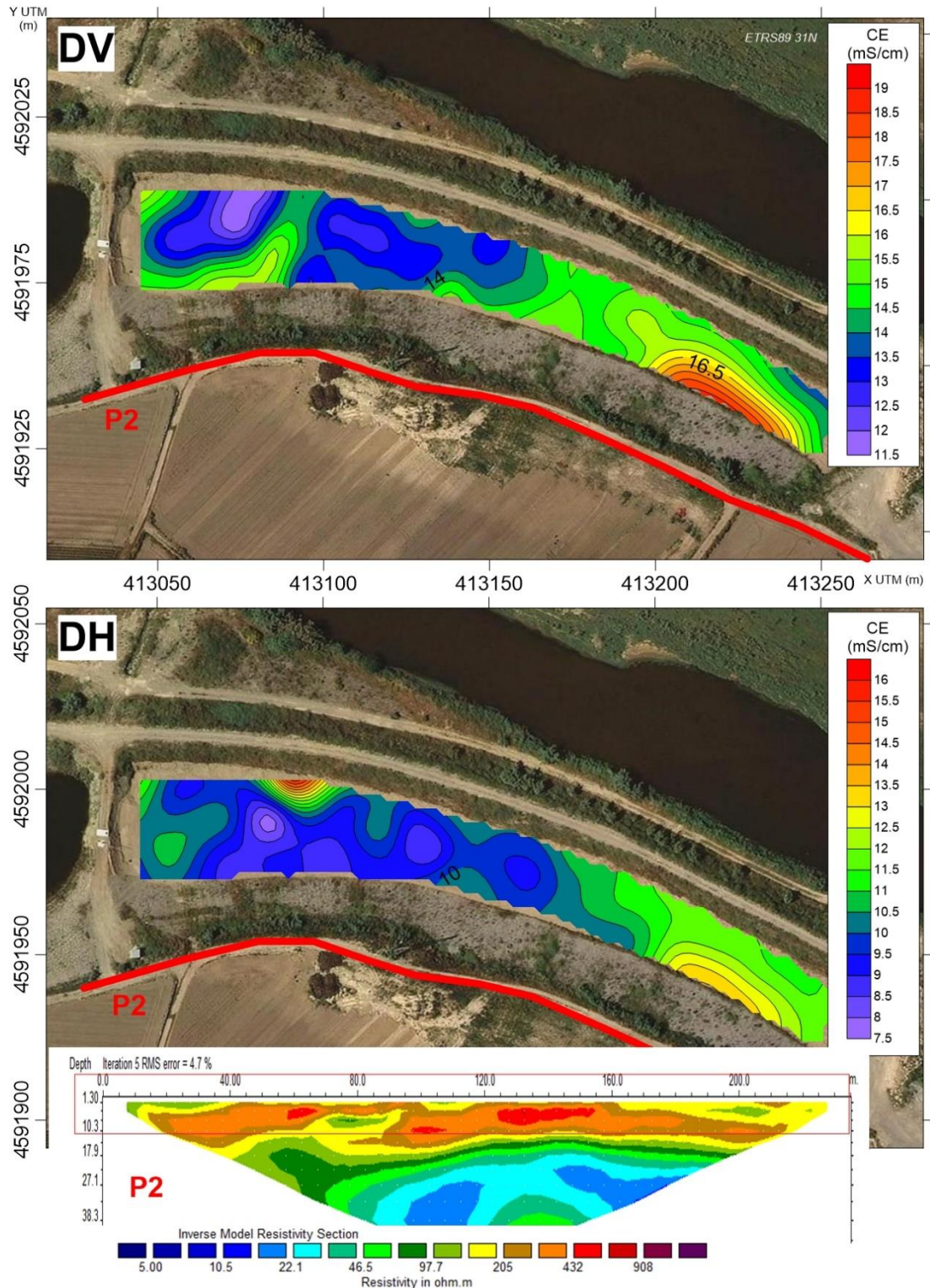


Figura 4.48. Mapas de isoconductividades obtenidos con la interpolación de los resultados de la campaña con el EM-31. La imagen superior corresponde a los datos de DV (6 metros de profundidad) y la inferior a los datos adquiridos con la configuración de DH (3 metros de profundidad). Se presenta también una de las tomografías eléctricas adquiridas en el margen sud (apartado 4.4.1)

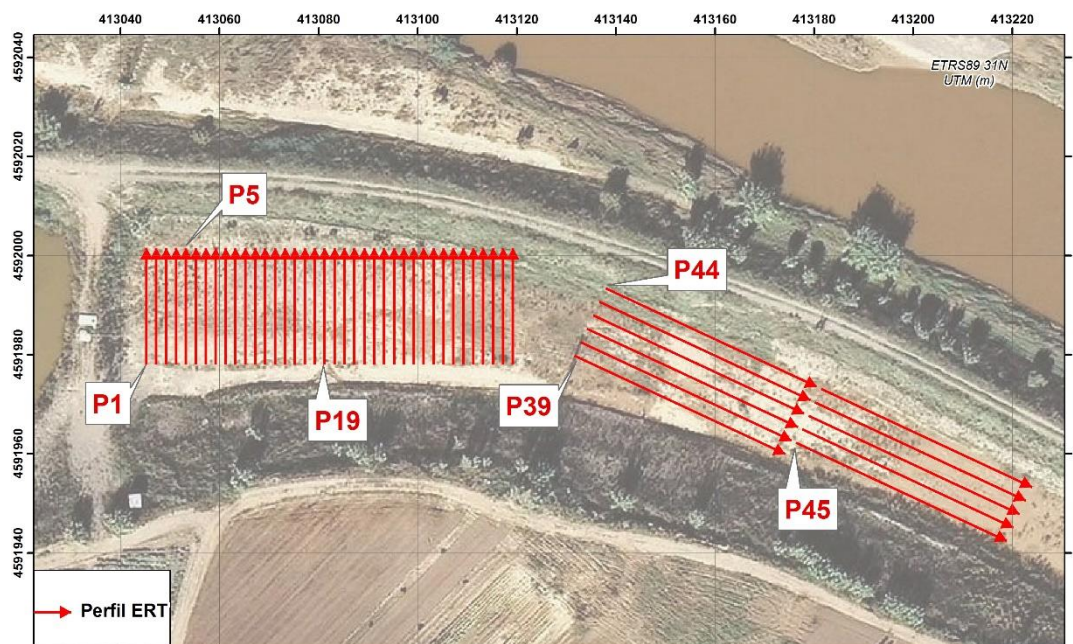


Figura 4.49. Distribución de los perfiles ERT adquiridos en la balsa de infiltración de Ca n' Albareda

Las secciones ERT presentan valores de resistividad por debajo de la superficie de infiltración de la balsa con una distribución heterogénea. También se identifican tres capas o niveles según los distintos valores de resistividad obtenidos (Anexo 12; Figura 4.52):

- Un nivel discontinuo con valores bajos localizado entre los 0 y 1.5 metros de profundidad
- Un nivel con resistividades relativamente altas entre los 0.6 y 3 metros de profundidad
- Un nivel con valores de resistividad más bajos localizado en la parte inferior de las secciones

Por otro lado, la Comunitat d'Usuaris d'Aigües de la Cubeta de Sant Andreu de la Barca (CUACSA) realizaro una caracterización de la base de la balsa de infiltración mediante la ejecución de 8 calicatas mecánicas con una retroexcavadora mixta (CUACSA, 2010) (Figura 4.50). La cata N1 se realizó a 15 metros de la entrada de agua y, cada una de las 7 restantes, se ejecutaron con una equidistancia aproximada de 25 metros.

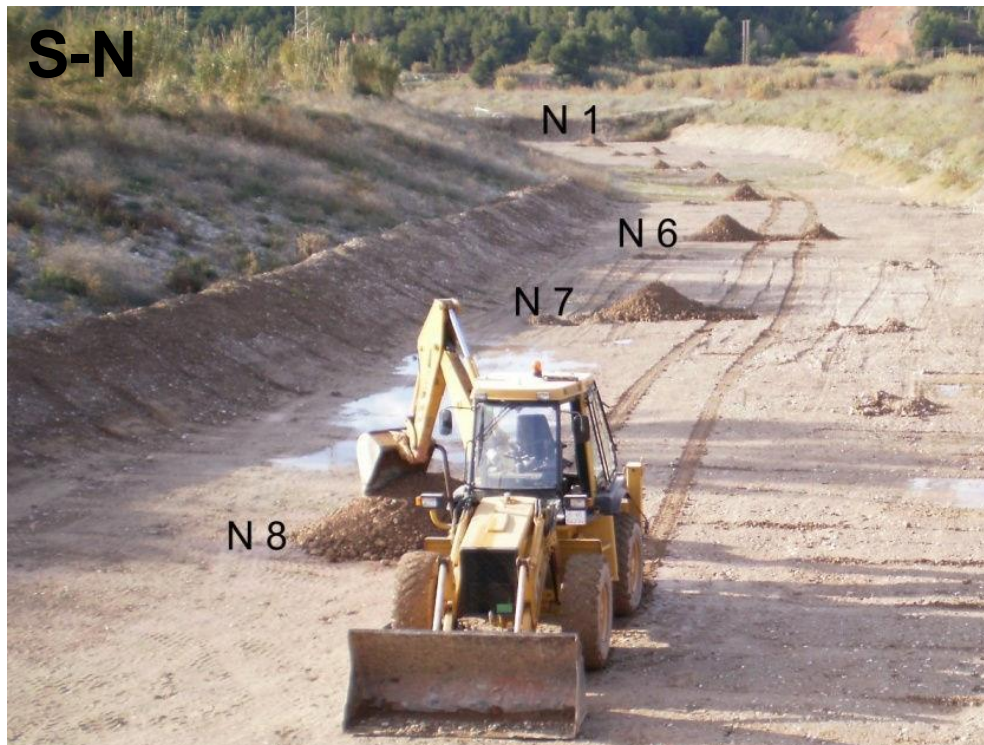


Figura 4.50. Vista general de la ejecución de las calicatas en la balsa de infiltración de Ca n' Albareda. Fotografía cedida por CUACSA [mayo de 2010]

El resultado de las catas muestra la existencia de dos niveles geológicos diferenciados, un nivel superior formado principalmente por un material de tamaño grava con una matriz formada por sedimentos de tamaño de grano tipo limo-arcilloso y una unidad inferior formada principalmente por gravas y arenas de grano grueso limpias, es decir sin matriz limo-arcillosa.

La potencia de la unidad superior varía entre los 0.6 metros (de la N4) hasta los 1.3 metros (de la cata N6) (Figura 4.51) y la potencia de la unidad 2 no se puede definir ya que durante las calicatas realizadas no llego hasta su base.

Estas catas proporcionan información de tipo puntual pero su información es crítica para aprovechar la mejor distribución espacial de la información geofísica. Es fundamental porque uno de los factores que más condiciona los valores de resistividad eléctrica de sedimentos con porosidad de tipo granular es la presencia o ausencia de matriz arcillosa (Slater 2007). En términos generales, la resistividad eléctrica disminuye con el tamaño de grano. Así, las arcillas y limos suelen presentar valores más bajos que las arenas y las arenas que las gravas. En consecuencia, y dado que la zona no saturada está compuesta por materiales de tipo aluvial, las variaciones en profundidad y laterales

de resistividad eléctrica se podrán interpretar también como cambios litológicos.

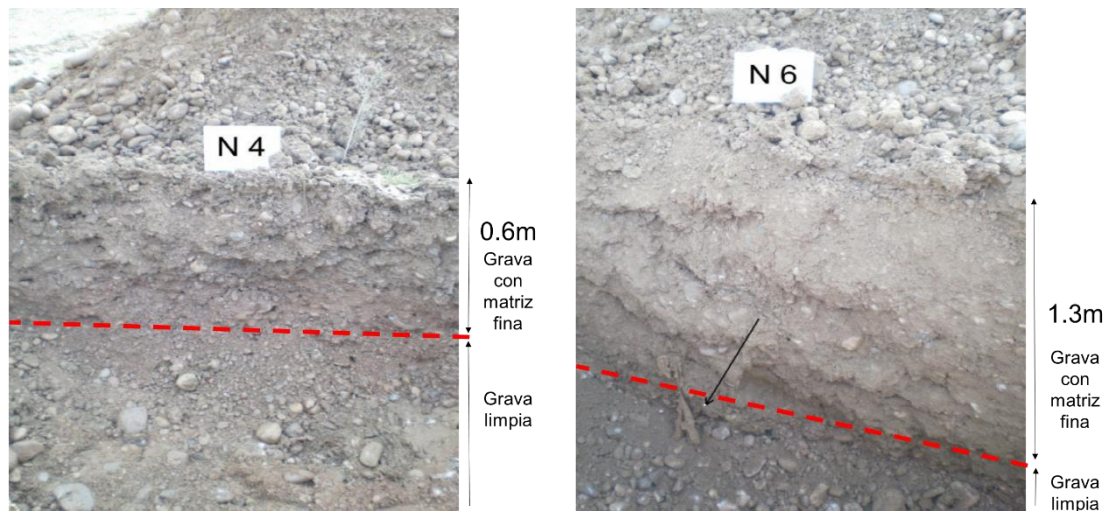


Figura 4.51. Detalle de dos de las calicatas excavadas en la balsa de infiltración de Ca n' Albareda. Fotografía de base cedida por CUACSA [mayo de 2010]

Las secciones geoelectricas mostraran por lo tanto las variaciones morfológicas y de potencia de las gravas aluviales y de la capa más superficial caracterizada por presentar una matriz arcillosa. Los tres niveles geoelectricos previamente descritos pueden ser interpretados pues, de techo a muro, como gravas con una matriz más arcillosa, gravas con matriz de grano más grueso y gravas saturadas (Figura 4.52). Se ha de considerar que el nivel basal ha sido interpretado gracias a la medida del nivel piezómetro que se sitúa a unos 3 metros de profundidad respecto a la superficie de la balsa.

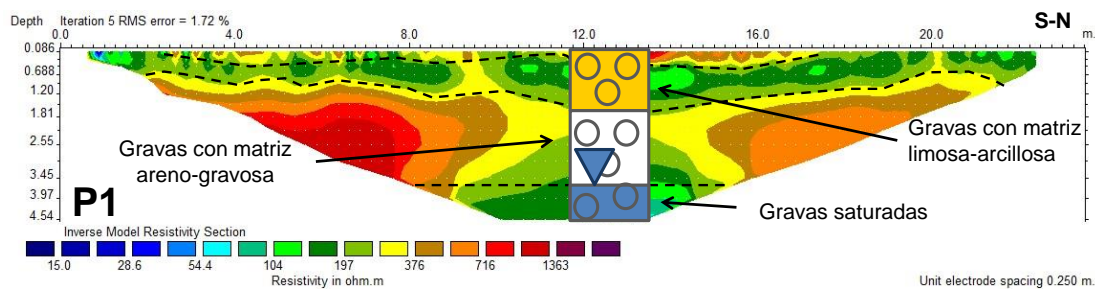


Figura 4.52. Sección geoelectrica obtenida a partir de la inversión de los datos del perfil ERT P1 de la balsa de Ca n'Albareda y su interpretación hidrogeológica

4.5.3. Modelo 2D vs secciones del modelo 3D

Idealmente, una campaña de adquisición ERT 3-D debe ser ejecutada usando una malla rectangular de electrodos formando un rectángulo visto en planta y las medidas deben ser adquiridas en distintas direcciones y sentidos (Loke y Barker, 1996). Sin embargo, en el presente estudio esto no fue posible debido a las dimensiones de la balsa a caracterizar y la resolución requerida. En su lugar se adquirieron 38 líneas ERT 2-D

orientadas N-S. Las líneas ERT se dispusieron paralelas entre sí a una distancia de 2 metros entre ellas y estaban formadas cada una por 48 electrodos. La distancia entre electrodos fue de 0.5 metros y esta disposición permitió obtener 19129 valores de resistividad eléctrica aparente.

Los 19129 valores adquiridos con las líneas ERT fueron combinados en un solo *data-set* con el formato y la estructura requeridas por el programa RES3DINV (Loke, 2001) para obtener un modelo de resistividades eléctricas en 3-D del subsuelo con unas dimensiones de 74x23.5 (m) x 6.09m de profundidad. El programa RES3DINV realiza una inversión 3D real permitiendo que los valores de resistividad varíen en las 3 direcciones del espacio durante el proceso de inversión matemática y representa los resultados en forma de *depth-slices* (o secciones horizontales de profundidad determinada). Con los *depth-slices* también ha sido posible identificar e interpretar las mismas 3 capas hidrogeológicas (Figura 4.53) que las interpretadas a partir de las secciones 2D y descritas en el apartado anterior.

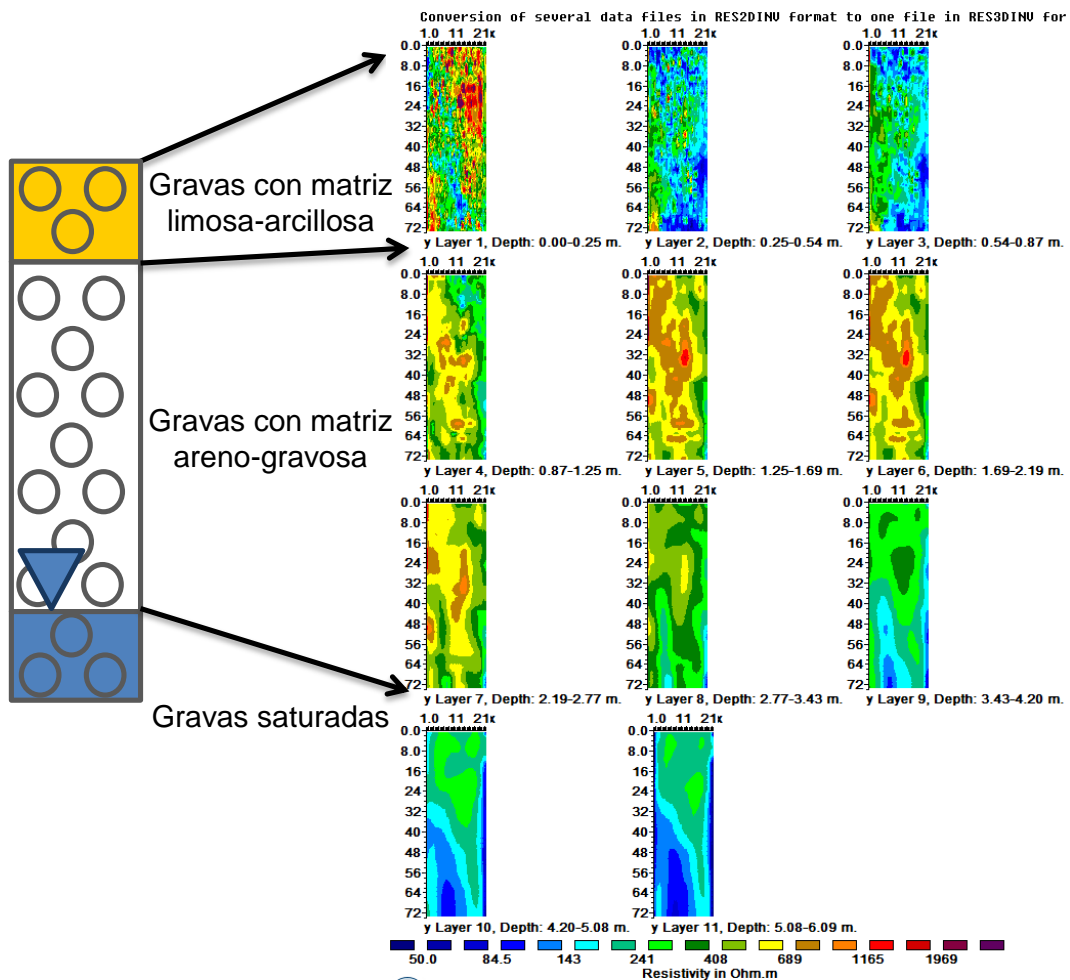


Figura 4.53. Resistivity *depth-slices* obtenidos a partir de la inversión de 38 perfiles ERT e interpretación hidrogeológica de la campaña ERT en la balsa de Ca n'Albareda

Además para validar los resultados de esta interpretación, se han comparado los valores obtenidos con las secciones geoelectricas 2D P5 y P19 con las correspondientes secciones obtenidas a partir de la inversión 3D. La comparación se ha realizado usando el software de interpolación y representación en 3D Voxler 3 (Golden Software), usando el mismo método de interpolación (inverso de la distancia) y la misma escala de colores para la representación de los resultados. A grandes rasgos los resultados obtenidos con la inversión 2D y 3D son parecidos. En ellos se pueden identificar nuevamente tres capas según sus valores de resistividad eléctrica: una superior y otra inferior con valores relativamente bajos y una intermedia de mayor potencia con valores más altos (Figura 4.54). El uso tanto del modelo producto de la inversión en 2D como el de la 3D y la información que han aportado las catas nos permiten identificar tres zonas que tendrán a priori un distinto comportamiento hidrogeológico (capa superior con matriz arcillosa, capa de gravas limpias y los materiales saturados infrayacentes) y por ende identificar las zonas más favorables para realizar la recarga artificial. Sin embargo, es obvio que los modelos 2D-3D difieren ligeramente en el detalle debido al uso de una malla no regular para la obtención del modelo 3D.

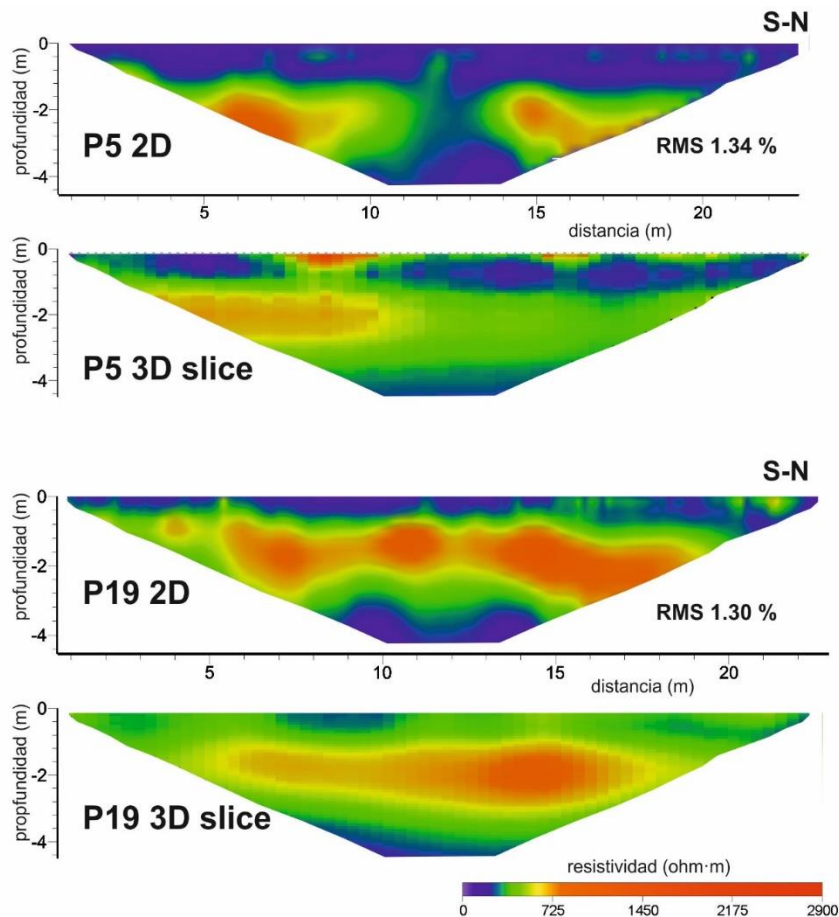


Figura 4.54. Comparación entre los resultados de la inversión en 2D y la sección de una inversión 3D de los P19 (parte inferior) y P5 (parte superior)

4.5.4. Estimación de conductividad hidráulica

La estimación de la conductividad hidráulica se realizó en los diferentes horizontes del subsuelo de la balsa de infiltración de manera indirecta a partir de la distribución granulométrica de muestras, tomadas en superficie en distintas partes de la balsa y en profundidad tomadas en los testigos de tres sondeos de investigación. Fueron usadas las curvas de Breddin y la fórmula de Hazen para la cuantificación de la conductividad hidráulica a partir de la distribución granulométrica de las muestras. Métodos de caracterización directa por tramos, como el ensayo Lefranc estandarizado por la EN ISO 22282-2/2008, fueron descartados por la dificultad de aislar el tramo a ensayar en medios tan permeables como son las balsas de infiltración.

La estimación se ha realizado en dos campañas, una con un sondeo preexistente y otra con dos sondeos y con un muestreo en superficie (Figura 4.55) diseñados y emplazados a partir de los resultados de la prospección geofísica de la balsa de infiltración (subapartado 4.5.2).



Figura 4.55. Ubicación de los sondeos y puntos de muestreo en superficie

En la primera campaña (primer semestre de 2010) se realizaron 30 ensayos granulométricos a lo largo del testigo litológico del sondeo ya existente y notado como S2. Se tomaron muestras, de unos 200 gramos de masa, cada 15 cm de la columna a lo largo de la formación más superficial y permeable (descrita en el subapartado 4.5.1). En

la Figura 4.56 se sitúan los puntos de muestreo, junto con los correspondientes valores de permeabilidad hidráulica (K) obtenidos a partir de la fórmula de Hazen (ver subapartado 3.4.1). Las curvas granulométricas resultantes de los ensayos se muestran en el Anexo 13.

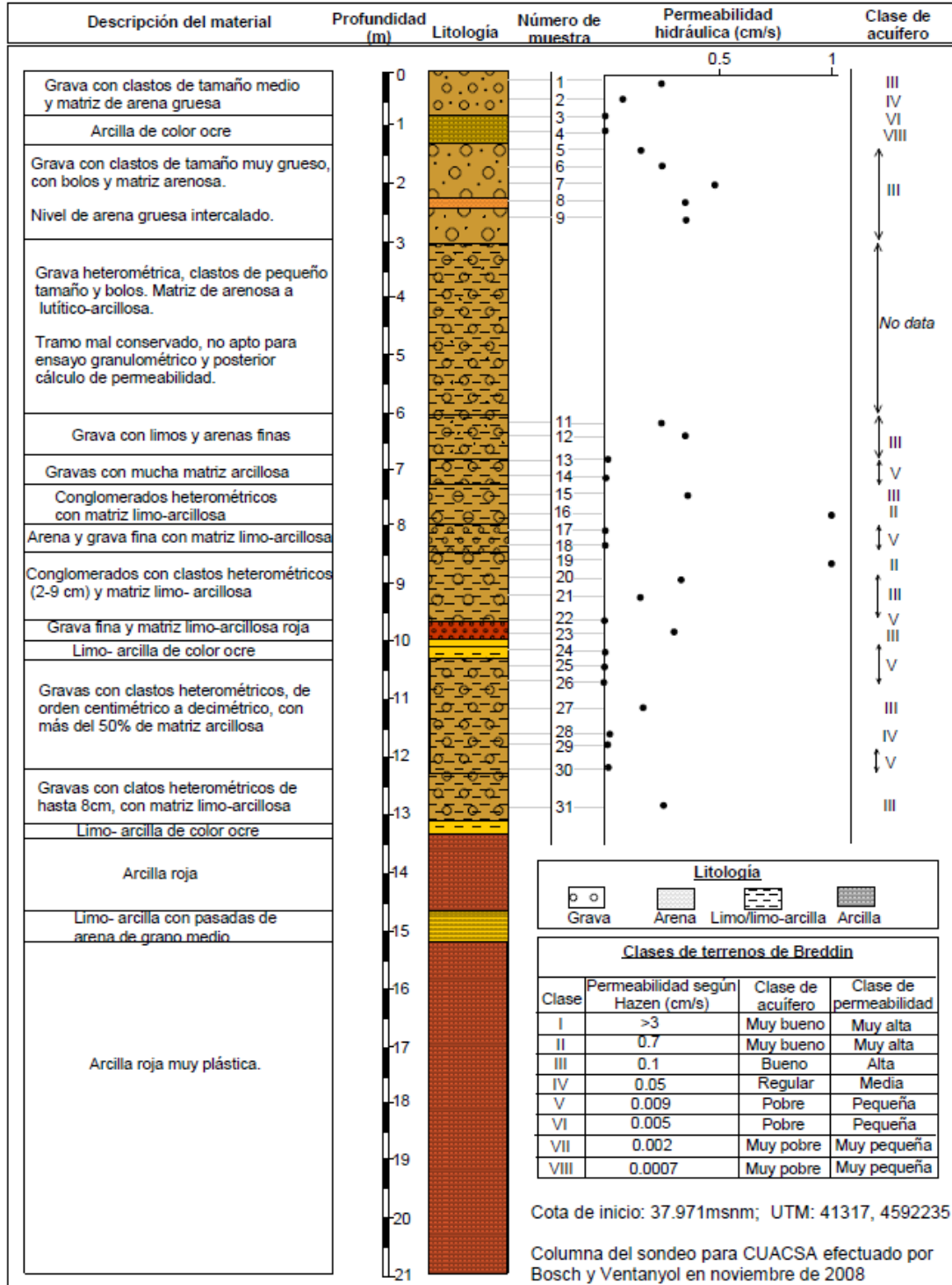


Figura 4.56. Columna estratigráfica del sondeo S2 y resultados de los cálculos de permeabilidad hidráulica obtenidos a partir de los ensayos granulométricos de las muestras señaladas a lo largo de la vertical del sondeo, con su respectiva atribución del tipo de acuífero según Hazen y de clase de terreno de Breddin

A cada una de las 30 curvas granulométricas se le aplicó la fórmula de Hazen. El rango de valores de conductividad hidráulica obtenido es muy amplio (entre 0.0009 y 1 cm/s) y, por tanto, su conductividad hidráulica se puede clasificar como muy variable (entre muy alta y muy baja) y la formación acuífera es entre muy buena y muy pobre (Figura 4.56). Sin embargo, en su conjunto las muestras muestran una conductividad hidráulica promedio alta (0.2 cm/s) que se corresponde con la clase III (según la clasificación de terrenos de Breddin) y atribuible a una clase de acuífero buena.

Para la segunda campaña (junio de 2011) fueron perforados en el interior de la balsa dos sondeos a roto-percusión con extracción de muestra en continuo por la empresa de Geoserveis Bosch y Ventayol (Figura 4.57). Los sondeos mecánicos se perforaron hasta los 10.6 metros de profundidad con un diámetro de 113 mm y posteriormente fueron equipados como piezómetros de control revistiéndolos de PVC tipo “Preussag”. Para la ubicación de los sondeos se buscó un punto donde la recarga fuera favorable a priori, es decir, donde las secciones geoeléctricas (del apartado 4.5.2) presentaran unos valores de resistividad altos inmediatamente debajo a la superficie y que estos valores se extendieran en profundidad (Figura 4.58).

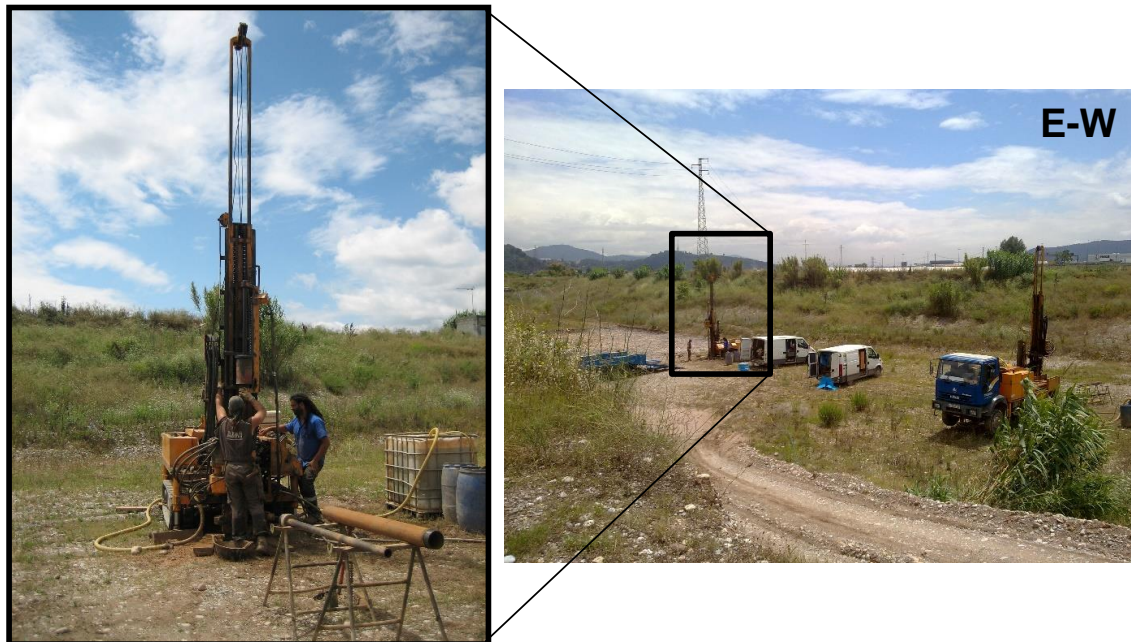


Figura 4.57. Fotografías de los trabajos de perforación de los sondeos CA1 y CA2 ejecutados en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda [8 de junio del 2011]

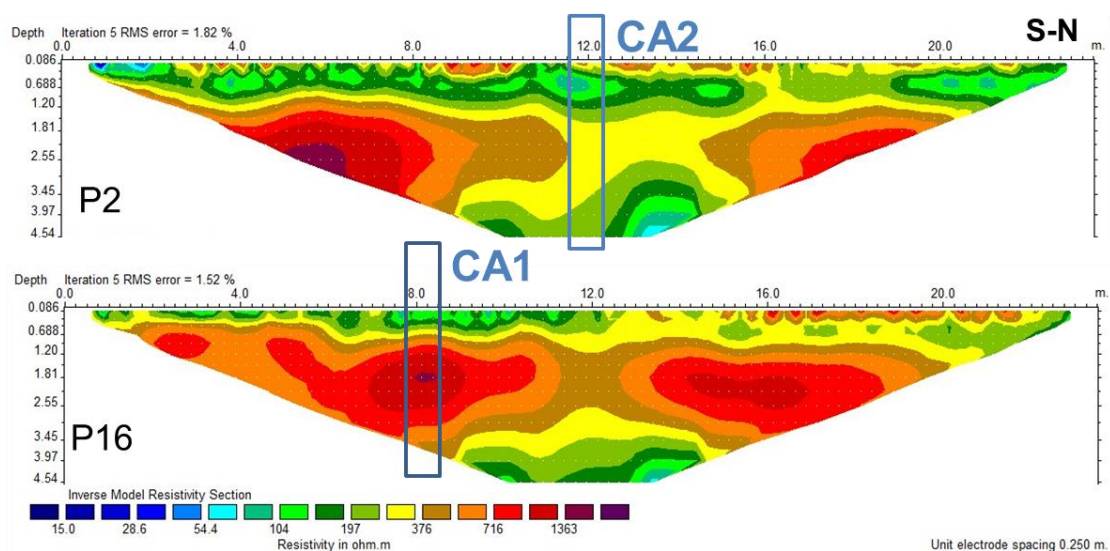


Figura 4.58. Secciones geoelectricas P2 y P16 con la posición de los sondeos CA2 y CA1

En la campaña se realizaron un total de 51 ensayos granulométricos en los dos sondeos y 4 más en una zona excavada en la superficie de la balsa de infiltración (Anexo 13). En los sondeos, el muestreo se ha realizado cada 20 cm aproximadamente a lo largo de los 5 primeros metros del registro y cada 60 cm desde los 5 metros de profundidad hasta la base. Las muestras tomadas en la zona excavada corresponden a una profundidad de 0.5 metros.

En los dos sondeos los resultados calculados con Hazen oscilan entre los 0.01 y 1.61 cm/s (Tabla 4.4) y se pueden clasificar como permeabilidades de entre muy bajas a muy altas y según las curvas de Breddin la formación acuífera se podría clasificar entre muy pobre y muy buena. Las permeabilidades promedio en el tramo 0-9.6 metros de profundidad son de 0.297 cm/s para el sondeo CA1 y 0.360 m/s para el sondeo CA2 y las medianas son de 0.202 m/s para el sondeo CA1 y de 0.160 m/s para el sondeo CA2. Todos estos valores se pueden atribuir a una clase III y corresponden a un acuífero bueno según la clasificación de Breddin. Cabe destacar que en el caso del sondeo CA1, el 21% de las muestras se sitúan en una clase acuífera inferior (clase IV) y en el caso del sondeo CA2 el 33% de las muestras se situaban en la clase IV.

A partir de 9.6 metros se han ensayado las descritas como arcillas rojas del sustrato y su permeabilidad se sitúa en los 0.01-0.0144 cm/s (Figura 4.59). Las permeabilidades son claramente inferiores al conjunto superior aunque según la clasificación de Breddin continúan correspondiendo a la clase III.

Si se analiza en detalle los resultados de permeabilidad obtenidos en la ZNS del acuífero (tramo 0-2.8 m) se pueden discriminar dos zonas: una más superficial (0-1 m) con valores promedio inferiores a 0.1 cm/s y otra más profunda (1-2.8m) con valores promedio superiores a los 0.2 cm/s en los dos sondeos. En el tramo superior los resultados obtenidos en los dos sondeos son parecidos, sin embargo, en el tramo más permeable (1-2.8m) son significativamente distintos. Así, en el sondeo CA1 el valor promedio obtenido es de 0.47 cm/s y de 0.23 cm/s en el sondeo CA2. El contraste de valores de permeabilidad entre los dos sondeos también se puede observar usando la media geométrica (parámetro estadístico menos sensible a valores extremos que el promedio). En el sondeo CA1 la media geométrica en el tramo más permeable es de 0.32 cm/s y de 0.08 cm/s para el mismo tramo del sondeo CA2.

Tabla 4.4. Valores de k calculados con la fórmula de la Hazen en las muestras de los sondeos CA1 y CA2. En gris se resaltan los valores de la zona definida como la más permeable de la ZNS

CA1		CA2	
Profundidad (m)	k (cm/s)	Profundidad (m)	k (cm/s)
0.3	0.09	0	0.09
0.6	0.0625	0.2	0.0625
0.9	0.09	0.4	0.09
1.2	0.1225	0.8	0.16
1.5	1	1	0.25
1.8	0.49	1.4	1
2.1	0.81	1.6	0.0225
2.4	0.0961	2	0.0121
2.7	0.3025	2.2	0.2025
3	0.25	2.6	0.1225
3.3	0.1225	2.8	0.0144
3.6	0.0144	3.2	0.2025
3.9	0.25	3.4	0.09
4.2	0.81	3.8	0.25
4.5	0.16	4	0.0225
4.8	0.2025	4.6	0.25
5.4	0.1225	5.2	1.69
6	0.16	5.8	0.25
6.6	0.16	6.4	0.16
7.2	0.16	7	0.25
7.8	0.25	7.6	1.21
8.4	0.1225	8.2	1
9	1	8.8	1
9.6	0.0144	9.4	0.25
10.2	0.0144	10	0.01
		10.6	0.01

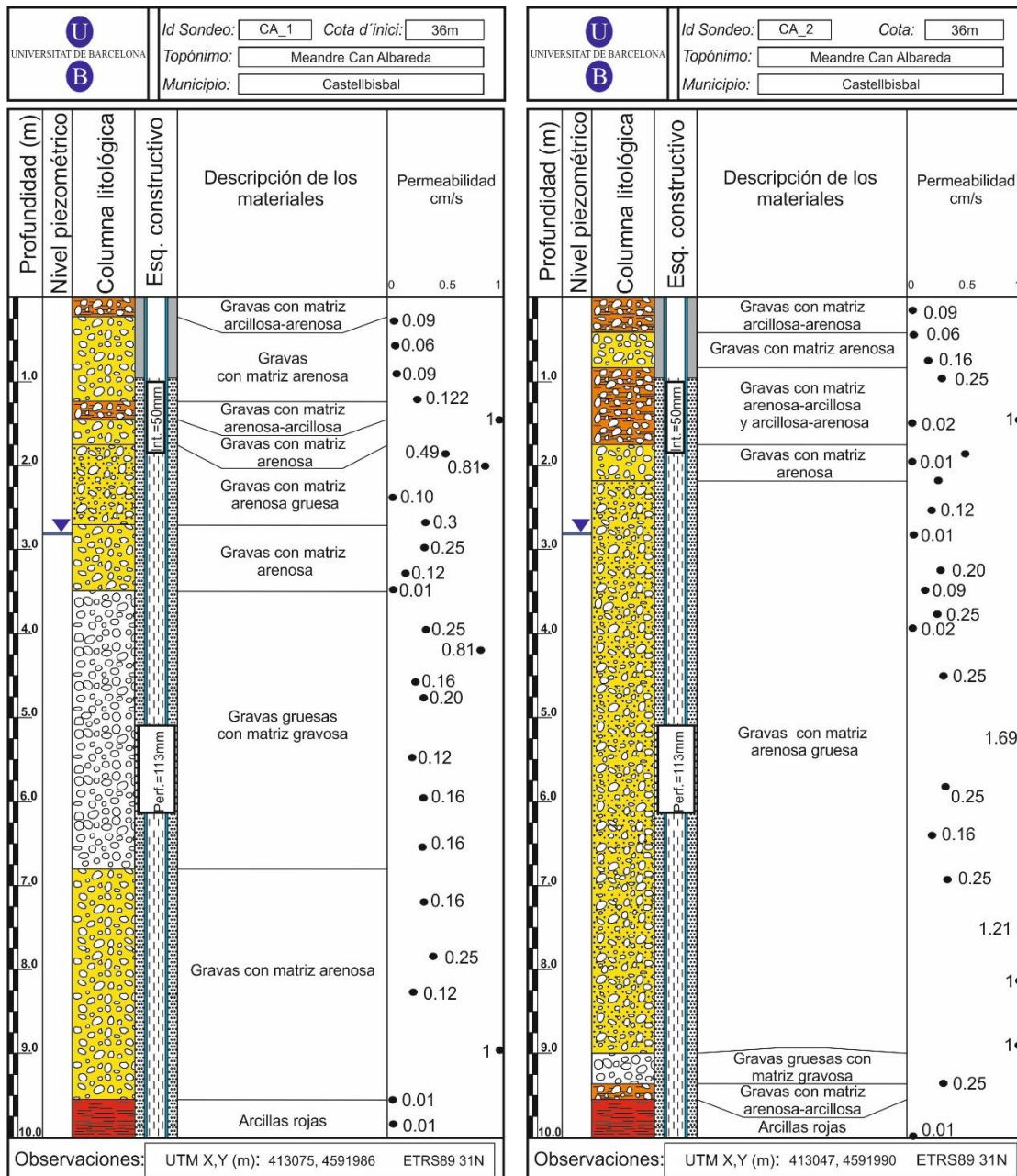


Figura 4.59. Columna estratigráfica del sondeo CA1 (izquierda) y del sondeo CA2 (derecha) y resultados de los cálculos de permeabilidad hidráulica obtenidos a partir de los ensayos granulométricos de las muestras señaladas a lo largo de la vertical del sondeo

4.5.5. Tasa de infiltración

Pocos meses después de su reapertura en 2010, la balsa de infiltración de Ca n'Albareda operaba a tasas de infiltración (I_r) muy inferiores a las de diseño ($1-2 \text{ m}^3/\text{m}^2\cdot\text{día}$). Con los resultados de la campaña de prospección geológica y geofísica descritos en los subapartados anteriores se diseñó una excavación piloto en un sector de la balsa y el emplazamiento de dos ensayos de infiltración con el infiltrómetro de doble anillo (Figura 4.60).



Figura 4.60. Ortofotografía (ICGC 2016) con la ubicación de los ensayos de infiltración y de la excavación piloto en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda

El objeto de la excavación piloto era eliminar la capa más superficial formada por gravas con matriz limosa-arcillosa en la zona a priori más favorable para realizar la recarga artificial. Para eliminarla fue necesario realizar una excavación de 0.8 metros de profundidad media y para la ubicación del piloto fue crítica la información geofísica del subapartado 4.5.2 ya que era la única disponible con una distribución representativa de la heterogeneidad del subsuelo de la balsa. Se eligió el sector de la balsa con los valores de resistividad más altos en su zona no saturada (Figura 4.61). Posteriormente se realizaron los ensayos de infiltración en una zona fuera de la excavación piloto (*It1*) y dentro de la excavación (*It2*) para realizar una comparación de los valores de *Ir* obtenidos.

Los ensayos de infiltración mostraron valores *Ir* dispares, de los $0.54 \text{ m}^3/\text{m}^2 \cdot \text{día}$ en la superficie original de la balsa a los $3.98 \text{ m}^3/\text{m}^2 \cdot \text{día}$ a 0.8 metros de profundidad. La *Ir* en los ensayos con el infiltrómetro de doble anillo son aproximadamente equivalentes a la conductividad hidráulica vertical de la zona vadosa para los materiales geológicos (Bouwer 1962). Los resultados muestran una mayor *Ir* en las zonas con resistividades más altas y una menor *Ir* en zonas con resistividades más bajas. Esta relación es igualmente válida si se realiza la inversión en 2D (Figura 4.62) como si se realiza en 3D (Figura 4.63).

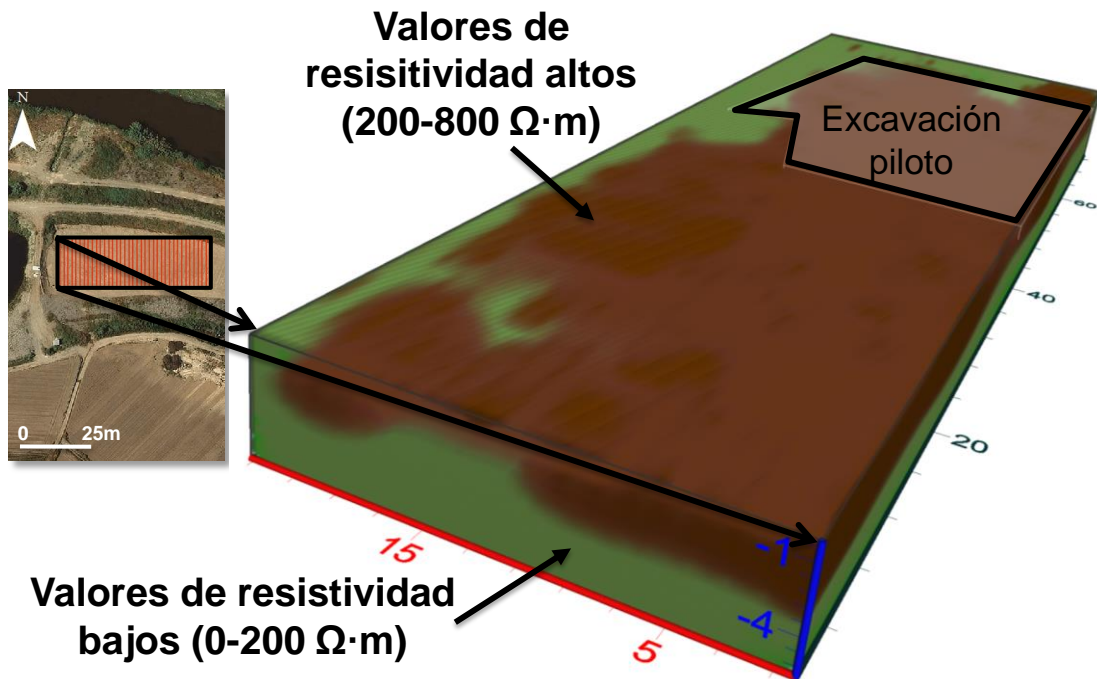


Figura 4.61. Imagen 3D con los valores de resistividad obtenida con la inversión de 38 perfiles ERT en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda. Distancias en metros

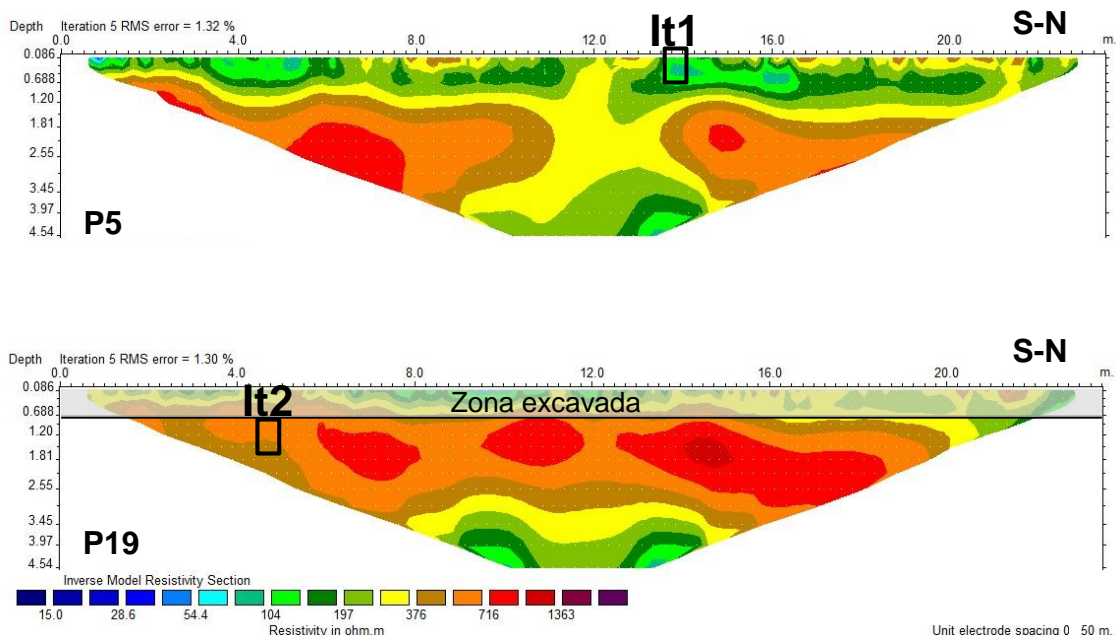


Figura 4.62. Secciones geoelectricas P2 y P16 con la posición de los ensayos It1 e It2

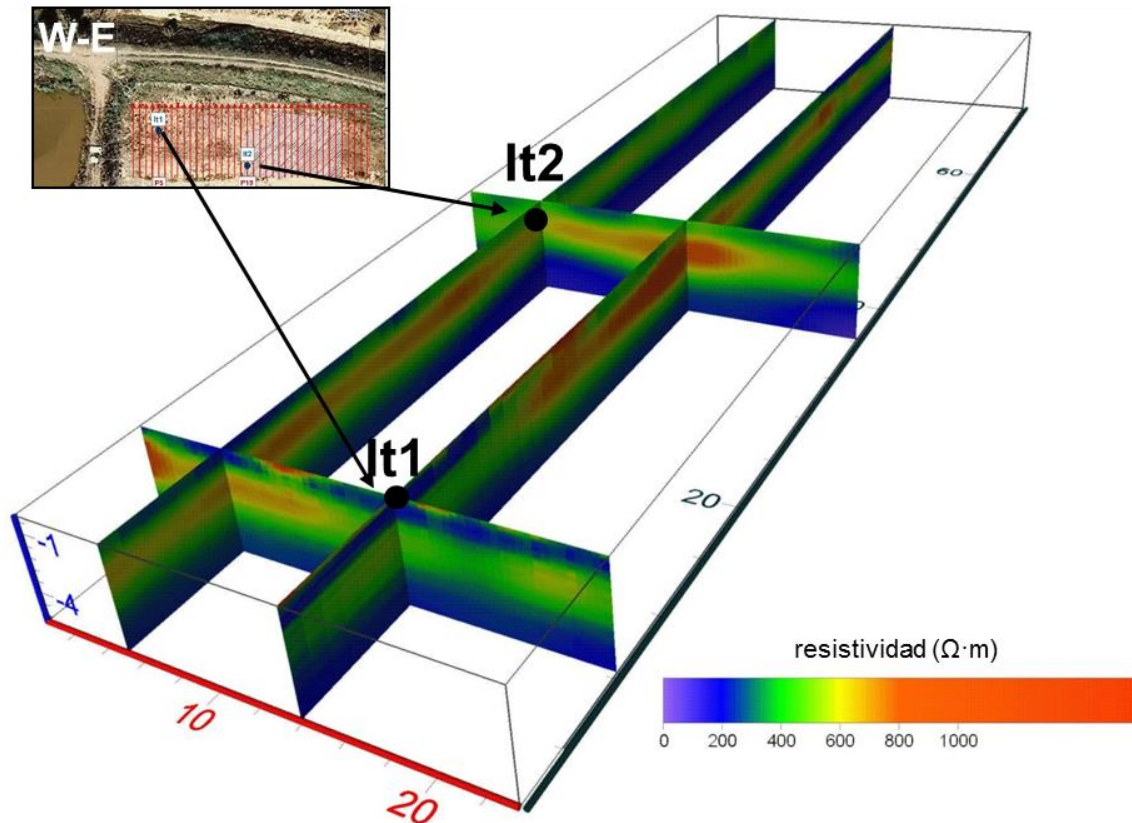


Figura 4.63. Secciones geoelectricas obtenidas con la inversión 3D de 38 perfiles ERT en la balsa de infiltración de Ca n'Albareda y posición de los ensayos de infiltración realizados. Distancias en metros

4.5.6. Monitorización de la infiltración

La entrada de agua en la balsa de infiltración y en la zona no saturada por debajo de la misma hace variar los valores de resistividad eléctrica del subsuelo (Baker y Moore, 1998). La técnica ERT ha sido la elegida para estudiar los cambios en los valores de resistividad en el subsuelo debidos al proceso de recarga artificial y por consiguiente la evolución del frente de humedad con el tiempo. Métodos como el georadar y la gravimetría se han descartado por la presencia de arcillas en la ZNS, factor limitante en el caso del georadar, y por la escasa variación del nivel freático en el subsuelo de la balsa de infiltración (menos de 2 metros), factor limitante del método gravimétrico debido a su menor sensibilidad en este tipo de aplicaciones.

Para la monitorización se ha repetido la adquisición de un mismo perfil ERT a intervalos de tiempo regulares (time-lapse) mientras se infiltraba agua en la balsa de infiltración. La monitorización del proceso de infiltración y el avance del frente de humedad se realizó en las balsas de Ca n'Albareda (noviembre de 2011) y en las de Sant Vicenç dels Horts (mayo 2011 y febrero de 2012) con una escala de trabajo (longitud de

la línea ERT) y periodicidad entre las adquisiciones time-lapse distintas en cada uno de los dos emplazamientos.

En Ca n'Albareda la longitud de la línea ERT fue de 23.5 metros (0.5 metros de distancia entre electrodos) y la periodicidad entre adquisiciones time-lapse fue de entre 15-20 minutos por sección ERT, que es lo que tarda el instrumento en adquirir cada sección. En Sant Vicenç dels Horts la longitud de la línea fue de 94 metros (2 metros de separación entre electrodos) y la periodicidad entre adquisiciones fue de hasta varias horas. En ambos casos se usó el mismo instrumento (resistímetro SYSCAL PRO con 48 electrodos) y el mismo dispositivo de adquisición (Wenner-Schlumberger).

Con el fin de mantener elevado el cable de adquisición, y proteger las conexiones del cable, del contacto continuado con el agua de la balsa, durante el experimento fue usado un sistema de electrodos de soporte de 1.2 metros de longitud de hierro corrugado (Figura 4.64).

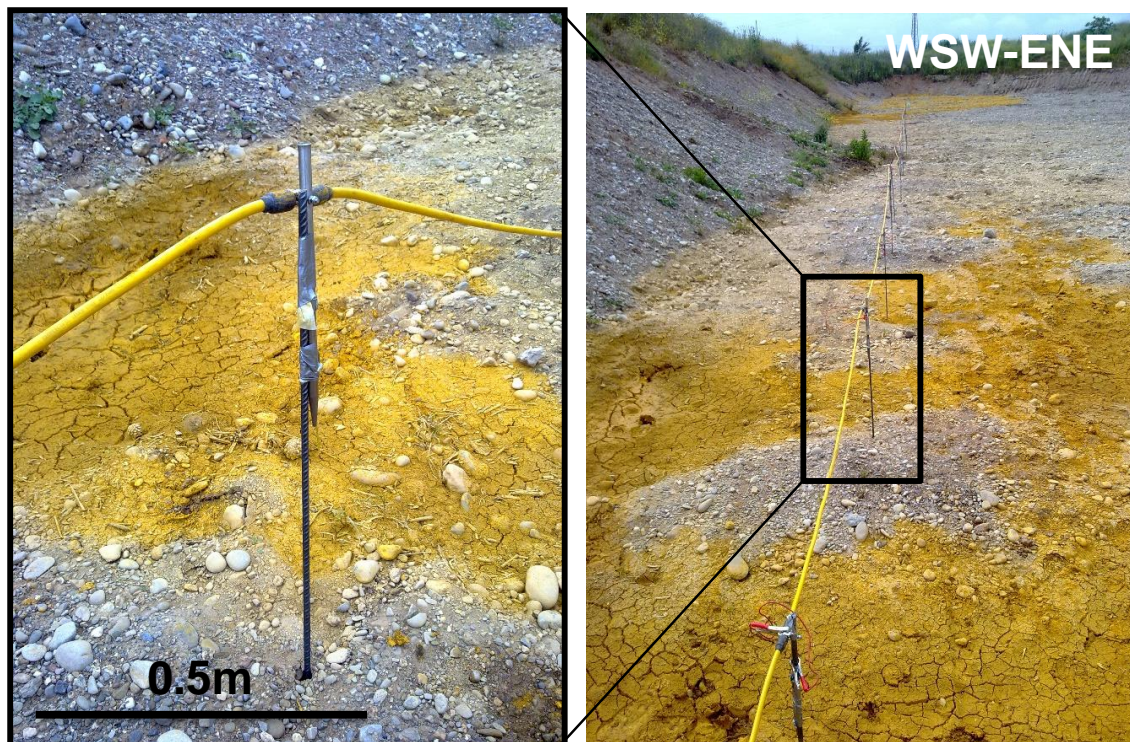


Figura 4.64. Detalle de la unión entre la conexión del cable de adquisición y el electrodo de hierro corrugado (izquierda) y de la línea de adquisición ERT elevada cerca de 1 metro respecto a la superficie de la balsa de infiltración (derecha)

El dispositivo Wenner-Schlumberger se empleó porque es el que recomienda el fabricante del instrumento para realizar adquisiciones time-lapse y porque presenta una buena relación entre resolución vertical y horizontal (Loke, 2015). El dispositivo ha

permitido alcanzar una profundidad de investigación cercana a los 5 metros de profundidad en Ca n'Albareda y de unos 20 metros en Sant Vicenç dels Horts.

Además se realizaron un mínimo de dos adquisiciones consecutivas antes de que comenzara a entrar agua en la balsa en cada uno de los emplazamientos para cuantificar el posible error instrumental.

La inversión de los resultados para pasar de resistividades aparentes (ρ_{ap}) a reales (ρ_{real}) se realizó con el software RES2DINV v3.54 con el método Least Squares Inversion. Primero se invirtieron las adquisiciones previas a que comenzara a entrar agua en la balsa. En estas adquisiciones, y después del proceso de inversión, se observó que la variación entre los valores de ρ_{real} que se localizaban en la misma posición dentro de las secciones geoelectricas no superaba el 10%. El 10% de variación puede ser debido a la suma del error instrumental y al del proceso de inversión y en ningún caso es significativo en un parámetro físico, como la resistividad eléctrica, que se mueve en un rango de variación de más de cuatro ordenes de magnitud solo en formaciones geológicas de tipo granular como la estudiada. Es por eso que no se ha utilizado ningún tipo de función de suavizado o limitación (constrain) en el proceso de inversión de los datos time-lapse con el fin de enmascarar lo mínimo el señal original adquirido en campo. El proceso de inversión se realizó sección por sección de manera separada. Los resultados se han representado en forma de sección geoelectrica con los valores absolutos de ρ_{real} , usando la misma escala de color para facilitar la comparación visual, y en forma de variación porcentual de ρ_{real} respecto al del perfil adquirido inmediatamente antes de la entrada de agua en la balsa de infiltración (balsa en seco).

En Ca n'Albareda se adquirieron perfiles en la misma posición de manera consecutiva hasta completar la memoria interna del instrumento (Figura 4.65; Figura 4.66). En total se adquirieron un total de 21 perfiles y se obtuvieron otras tantas secciones geoelectricas después de invertir los valores de ρ_{ap} (Anexo 14).

Las secciones correspondientes a los perfiles P1,P2 y P3 se adquieren antes de la entrada de agua en la balsa y se observan las diferencias de entre -10% y 10% en los valores de ρ_{real} ya descritas en uno de los párrafos precedentes (Figura 4.67).

4. Resultados y discusión

El perfil P4 se realiza 12 minutos después de la entrada de agua a la balsa y todavía no se identifican cambios de resistividad significativos.

El perfil P5 se adquiere 26 minutos después del inicio de la entrada de agua, pudiéndose observar en campo que el agua había alcanzado la posición del electrodo 25. En el time-lapse correspondiente al perfil P5 (sección P5 presentada en la Figura 4.68) es donde comienzan a darse los cambios más importantes, ya que se dan diferencias del -50% (colores azules) en superficie y hasta una profundidad de 1.39 m. Estas grandes diferencias se producen hasta el metro 18 desde el inicio de la sección. Por tanto, en aproximadamente media hora los valores de resistividad en el metro más superficial han disminuido en más de un 50%.

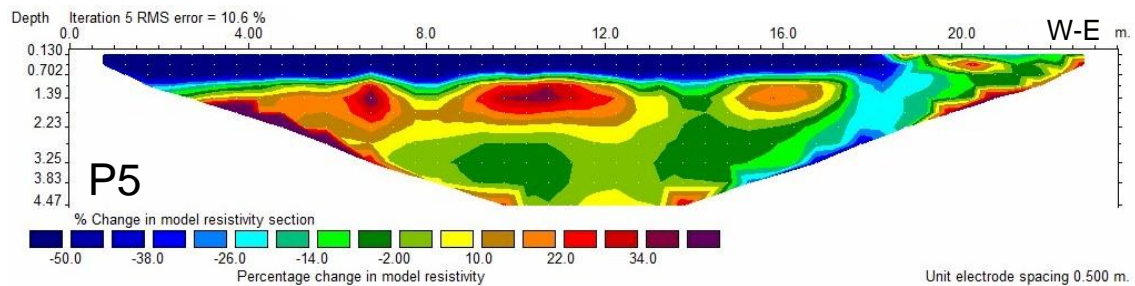


Figura 4.68. Sección geoelectrica P5 time-lapse. Los valores de resistividad se representan en forma de variación porcentual respecto a la sección P1

En el perfil P6 (42 minutos del inicio de la entrada de agua) el agua inunda la superficie de la balsa hasta la posición del electrodo 35 y las diferencias más grandes, superiores al -50% se dan en toda la longitud de la sección P6 (Figura 4.69). Por debajo de este primer nivel donde la diferencia de resistividad es mayor, superando el 50% en valor absoluto, la diferencia de resistividades es entre el 2% y el 20%, es decir, no son muy significativas.

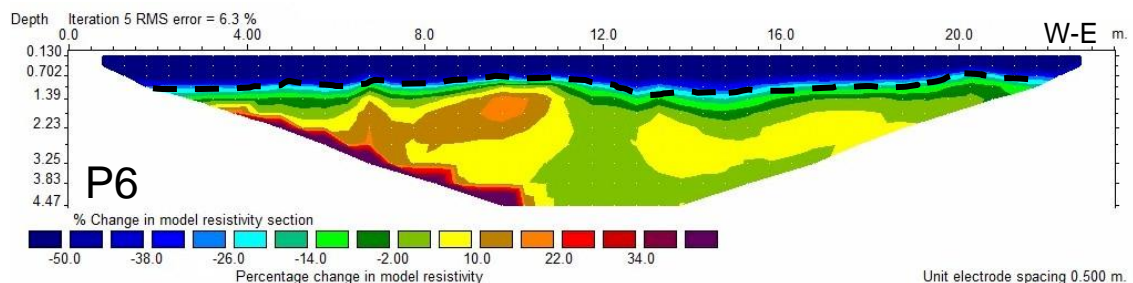


Figura 4.69. Sección geoelectrica P6 time-lapse con la interpretación de la base del nivel geoelectrico superior (línea negra discontinua). Los valores de resistividad se representan en forma de variación porcentual respecto a la sección P1

De las secciones P7 (57 minutos del inicio de la entrada de agua) a la sección P12 (2

horas) se observa como la entrada de agua en la balsa hace que la resistividad del nivel inferior, por debajo de los 1.39 m, vaya disminuyendo paulinamente llegando a un -14% en el perfil P7; por tanto, en la hora de tiempo que transcurre entre el perfil P7 y el perfil P12 la resistividad de este segundo nivel (por debajo de 1.39 m) ha disminuido en un 24% en valor absoluto.

En la sección P12 la diferencia de -14% (verde turquesa) se da desde la profundidad de 1.39 m a la profundidad de 3.25 m. Después del perfil P12 se siguen adquiriendo perfiles durante aproximadamente 2 horas y media más, hasta el perfil P21. En este tiempo la entrada de agua hace que la diferencia de resistividad marcada por los time-lapse sea de un -20% desde la profundidad de 1.39 m hasta 2.75 m, es decir, se constata la progresiva disminución de resistividad y por ende el avance del frente de humedad en el subsuelo balsa (Figura 4.70).

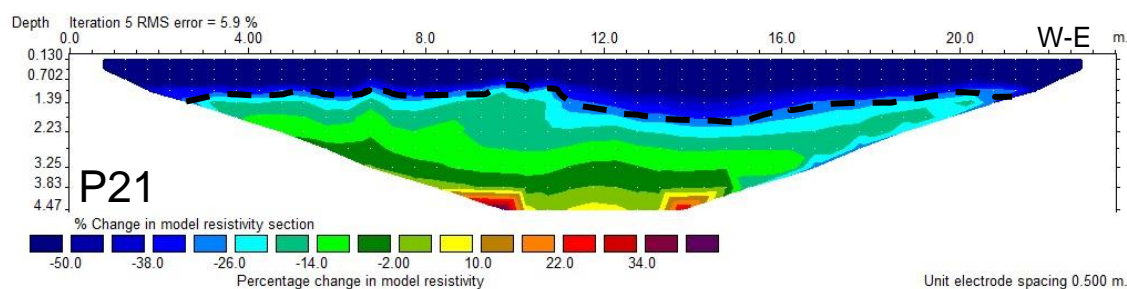


Figura 4.70. Sección geoelectrica P21 time-lapse con la interpretación de la base del nivel geoelectrico superior (línea negra discontinua). Los valores de resistividad se representan en forma de variación porcentual respecto a la sección P1

Este ensayo se concluye después de 5 horas y no existen diferencias significativas a partir de los 3.25 m de profundidad por la influencia del nivel freático que homogeneiza los valores de resistividad obtenidos.

En el caso de la balsa de Sant Vicenç (Figura 4.71), se monitorizo la evolución del proceso de infiltración en dos campañas con un número decreciente de adquisiciones y también decreciente en el detalle en la descripción y presentación de los resultados.

La primera campaña es la más detallada ya que se comparan los resultados de tres adquisiciones realizadas antes de entrar agua en la balsa de infiltración (P1, P2A y P2B), dos en el momento en el que empieza a entrar agua en la balsa de infiltración (P3 y P4), cinco más cuando ya han transcurrido más de 13 horas del inicio de la infiltración (P5,

P5A, P6, P6A y P7) y la última realizada 9 horas después de que dejara de entrar agua (P8).



Figura 4.71. Ortofotografía (ICGC, 2016) con la ubicación de las adquisiciones ERT time-lapse en la balsa de infiltración de Sant Vicenç

Tomamos los resultados de la inversión de tres de ellas como ejemplo de distribución de los valores de resistividad en el subsuelo de la balsa antes de la infiltración (P2B), después de 17 horas del inicio de la infiltración (P7) y 9 horas después del cese de la infiltración (P8). En las tres adquisiciones, después del proceso de inversión (Figura 4.72), se pueden discriminar dos unidades geoelectricas comunes en todas ellas:

- La primera y más superficial (0 a 5 metros de profundidad). Definida por una secuencia creciente en profundidad de los valores de resistividad (hasta los 800 $\Omega \cdot m$) en sentido de techo a muro. Se interpreta como sedimentos de tipo granular no consolidados con un contenido de humedad variable.
- La segunda comprende el tramo basal de la sección (5 metros a la base de la

4. Resultados y discusión

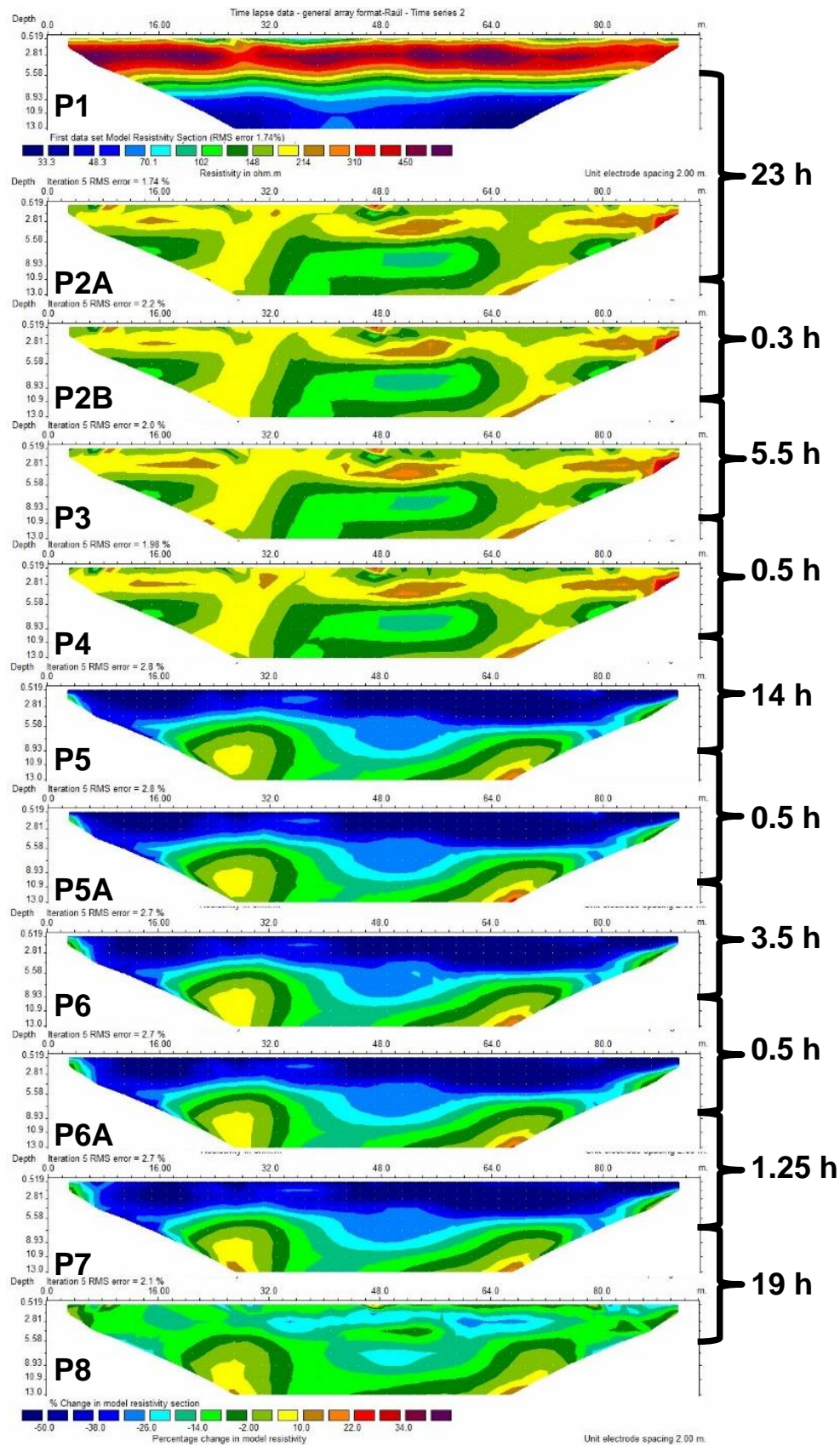


Figura 4.73. Resultados de las adquisiciones ERT time-lapse P1-P8 de mayo de 2011 en la balsa de Sant Vicenç. A la derecha se indica el tiempo transcurrido entre adquisiciones y los valores de resistividad de las secciones P2-P8 se representan en forma de variación porcentual respecto a la sección P1

La Figura 4.73 muestra el time-lapse realizado para 11 perfiles realizados en la balsa de Sant Vicenç entre los días 2 y 5 de mayo de 2011 (1ª campaña).

En la figura aparece en primer lugar la inversión del primer perfil, realizado el 2 de mayo (P1), y posteriormente se muestran los diferentes time-lapse correspondientes al resto de los perfiles; cuya inversión no se presenta en esta figura. Mediante llaves se muestra el tiempo de espera entre la realización de los sucesivos perfiles.

Los perfiles P2 y P2B se adquieren el día siguiente, 3 de mayo; cuando aún no se ha abierto la compuerta del agua, y se realizan de manera consecutiva para comprobar el efecto del ruido propio de la adquisición. Como se observa en la figura, los time-lapse correspondientes a estos perfiles son muy parecidos entre sí, con las diferencias respecto el perfil inicial de entre -10% y 10% ya identificadas y descritas como ruido instrumental y del proceso de inversión en párrafos anteriores.

El perfil P3 se realiza diez minutos después del inicio de entrada de agua a la balsa, pero el agua aún está en superficie y próxima al tubo de entrada. Por lo tanto, el agua no ha llegado a la zona donde se realiza el perfil y por esta razón el resultado time-lapse es muy similar a los anteriores, también con diferencias en torno al 10% en valor absoluto.

El perfil P4 se realiza una media hora después del perfil P3 y presenta resultados muy similares. El time-lapse muestra cómo una vez iniciado el vertido de agua a la balsa y transcurrida esta media hora no hay efectos sobre el subsuelo donde se realiza el perfil.

El perfil P5 se adquiere a las 8 horas del siguiente día, 4 de mayo, cuando han transcurrido aproximadamente 13 horas del inicio de la infiltración. La P5 es una sección claramente distinta a las anteriores, la entrada de agua a lo largo de la noche ha provocado variaciones significativas en las medidas de resistividad. Se observa como las variaciones de resistividad son muy importantes hasta los 5.5 m de profundidad, que coincide aproximadamente con la potencia del nivel más resistivo y superficial; con diferencias que llegan al 50% (color azul oscuro). También se desprende de este time-lapse que las variaciones a partir de los 5.5 m de profundidad no son tan importantes, ya que hay variaciones de entre -14% y 10%; por lo tanto, después de algo más de 13 horas de vertido, la influencia del agua se circunscribe a unos 5.5 m de profundidad.

Durante el resto de ese día 4 de mayo, se realizan cuatro adquisiciones más, P5A, P6, P6A y P7; en un periodo de tiempo de aproximadamente 4 horas y media. Se constata, después de obtener los time-lapse correspondientes, que el efecto de la infiltración en la balsa durante esas cuatro horas es casi imperceptible, ya que los resultados obtenidos en sus time-lapse son muy similares.

El perfil P8, que es el último, se adquiere a las 7:35 h del siguiente día, 5 de mayo; y ya ha finalizado la infiltración. En la balsa no existen acumulaciones de agua en superficie y se observa de igual modo un cambio significativo en el time-lapse correspondiente al perfil P8, muy diferente al de los perfiles P5 a P7. El time-lapse del perfil P8 ya no presenta cambios de resistividad tan importantes en los primeros 5.5 metros, y en toda la sección hay diferencias de resistividad de entre el -26% y el -14%, es decir, durante la infiltración hay una disminución clara de la resistividad respecto a la sección inicial, por la infiltración de agua, pero una vez finalizada ésta, la disminución se atenúa, y se observa un incremento de la resistividad.

También es importante destacar del time-lapse del perfil P8 como las diferencias de resistividad por debajo de los 5.5 metros son muy similares a las obtenidas con las adquisiciones del día anterior.

La segunda campaña (2012) se realizó comparando una adquisición antes de la infiltración y otra del día siguiente al inicio de la infiltración, siempre en la misma posición que en la anterior campaña. En este caso el número de adquisiciones es menor debido al conocimiento adquirido en la primera campaña de la respuesta del medio y los resultados se describen de un modo más sintético y directamente a partir de los datos de variación porcentual de ρ_{real} .

Los resultados de la variación porcentual en las secciones geoelectricas permiten distinguir dos zonas: una en los niveles superiores con variaciones superiores al 50 % entre 0 y 5 metros de profundidad (colores azules en la parte inferior de la Figura 4.74) y otra con variaciones inferiores al 50 % (colores celeste y verdes) con predominio de valores de variación inferiores al 10% (colores verdes).

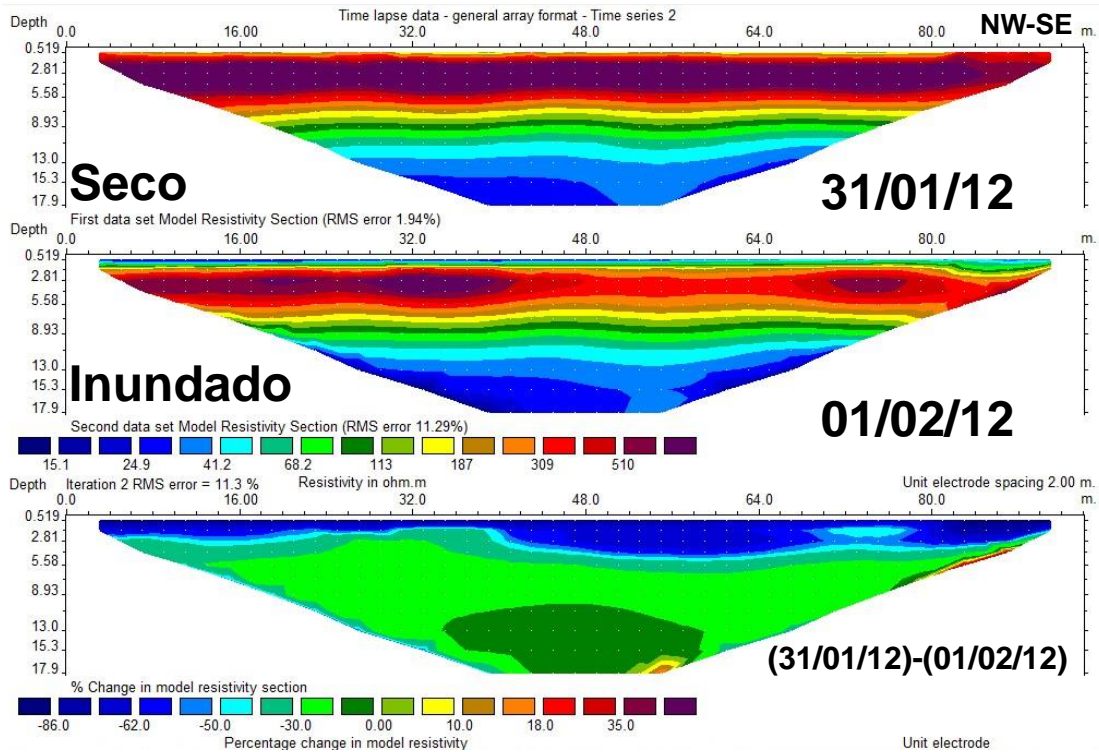


Figura 4.74. Sección geoelectrica adquirida antes de la entrada de agua en la balsa (superior), de la misma adquirida con la balsa inundada (central) y de la variación de porcentual resistividad entre la adquisición en seco y con la balsa inundada (inferior)

Los resultados son consistentes con los de la primera campaña siendo las diferencias entre los resultados de las dos campañas limitadas y principalmente debidas a una acción de mantenimiento superficial realizado en la zona (escarificado de los primeros 20 cm) y al error instrumental.

4.5.7. Monitorización de la colmatación y el mantenimiento

Uno de los mayores problemas a los que se enfrentan los gestores de las balsas de recarga artificial son los procesos de colmatación o *clogging* en las balsas de infiltración (Hanson *et al.*, 2014; Jasper, 2014). La colmatación es el fenómeno por el cual la balsa de infiltración va perdiendo progresivamente las características hidráulicas iniciales, esto es, la disminución de porosidad y la conductividad hidráulica, tanto su componente horizontal como en la componente vertical. Cuando la colmatación es muy severa, el lecho no permite al agua infiltrarse, por lo que el sistema deja de ser eficaz. Luego la colmatación es el principal factor limitante de la vida útil de un sistema de recarga en superficie. Aunque una balsa se diseña para operar durante unos 25 años, un mal diseño u operación del sistema puede reducir la vida útil a unos pocos años (Pedescoll, 2010).

La colmatación puede ser debida a la sedimentación de partículas en suspensión en el agua de infiltración (física) y/o al crecimiento de biofilm (Seifert y Engesgaard, 2012), deposición de detritos de plantas, el crecimiento de raíces y rizomas de éstas (biológica) y la precipitación química de compuestos (García *et al.*, 2007) (Figura 4.75).



Figura 4.75. Ejemplos de colmatación de tipo biológico (izquierda) y colmatación de tipo físico (derecha) en la balsa de infiltración de Sant Vicenç. Fotografías tomadas el 3 de mayo de 2013 y el 13 de mayo de 2011 respectivamente por A. Sendrós

Con el objeto de monitorizar la colmatación y el efecto de las labores de mantenimiento en una balsa de infiltración se adquirieron 5 perfiles ERT de 94 metros de longitud cada uno, sobre la superficie de la balsa de infiltración y paralelos entre sí (Figura 4.76). Las 5 adquisiciones se repitieron en cuatro campañas llevadas a cabo en abril de 2011, enero de 2012, febrero de 2013 y setiembre de 2013 en la misma posición, número de electrodos (48) y distancia entre los electrodos (2 metros) y usando el mismo dispositivo de adquisición (Wenner-Schlumberger).

La primera campaña se realizó después de colocar una capa reactiva en la superficie de la balsa de infiltración, la segunda después de 134 días de infiltración, la tercera después de 384 días de infiltración y la cuarta justo después de realizar una de las labores de mantenimiento (Figura 4.77). Paralelamente se registraron de manera continua los datos de volumen infiltrado con un caudalímetro situado en la tubería que comunica la balsa de decantación con la de infiltración con el fin de obtener las tasas de infiltración en la misma.

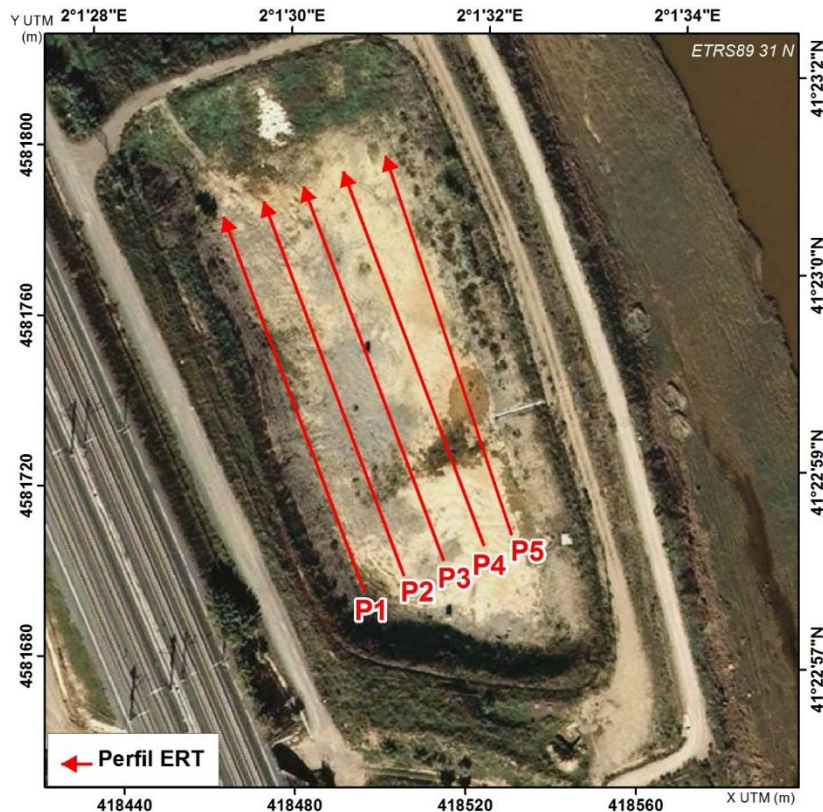


Figura 4.76. Localización de los perfiles ERT adquiridos en la balsa de Sant Vicenç. Imagen de base correspondiente al vuelo del 2010 (ICC, 2010)

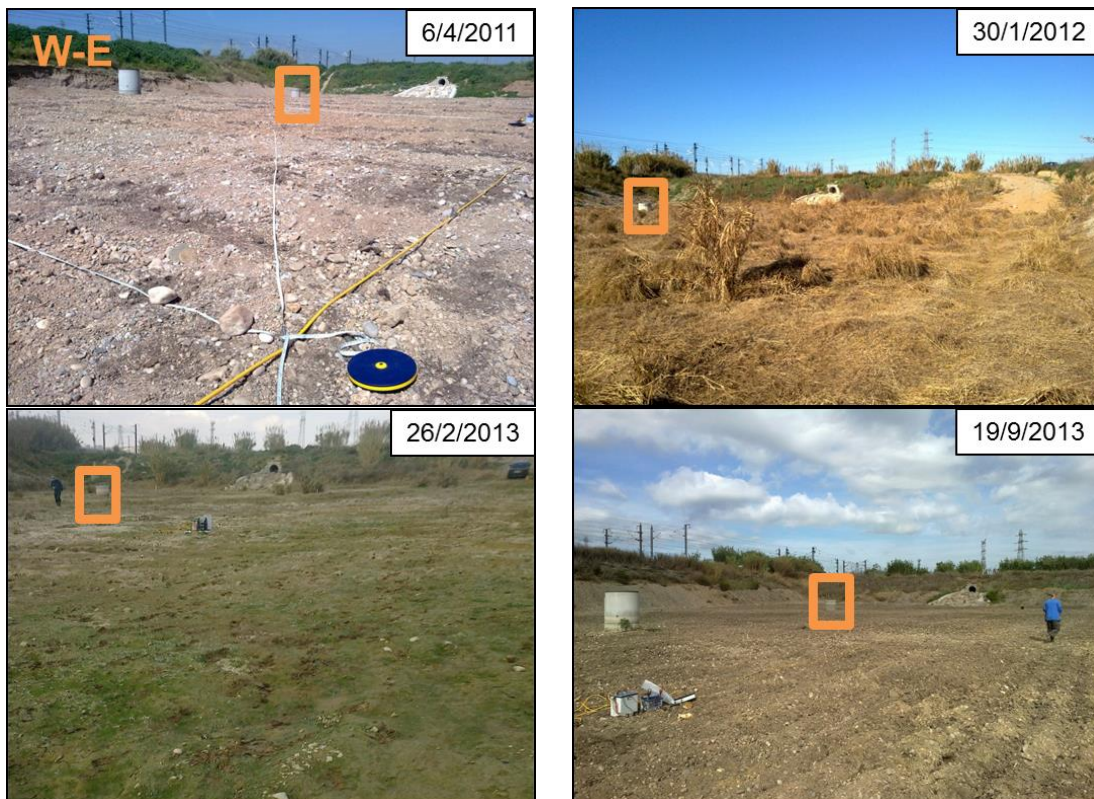


Figura 4.77. Estado de la superficie de la balsa de infiltración de Sant Vicenç antes de realizar cada una de las cuatro campañas de adquisición ERT. El rectángulo naranja señala el mismo punto de referencia en las cuatro instantáneas. Fotografías tomadas por A. Sendrós

Los valores de resistividad eléctrica aparentes obtenidos en cada una de las campañas de adquisición fueron convertidos a resistividades reales usando el método de inversión matemática “Least-squares” del software RES2DINV (apartado 3.3.5) y la variación porcentual de resistividades entre distintas adquisiciones del mismo perfil con la opción time-lapse, también del mismo RES2DINV.

Con el fin de poder facilitar la comparación entre los datos de las distintas campañas de adquisición y que los datos de campo (*raw data*) estuvieran lo menos influenciados posible por el tratamiento de los datos se limitó el número máximo de iteraciones durante el proceso de inversión a cinco y se evitó el uso de las funciones de suavizado que incorpora el software.

Los resultados de la primera campaña de adquisición se han usado para caracterizar el subsuelo de la balsa de infiltración y como control/referencia para realizar el control de la evolución de la balsa. Los resultados de las 5 secciones ERT de la primera campaña (Figura 4.78; Anexo 15) permiten discriminar tres capas geoelectricas definidas según sus valores relativos de resistividad eléctrica y presentan un rango de valores entre 20 y 2000 $\Omega \cdot m$.

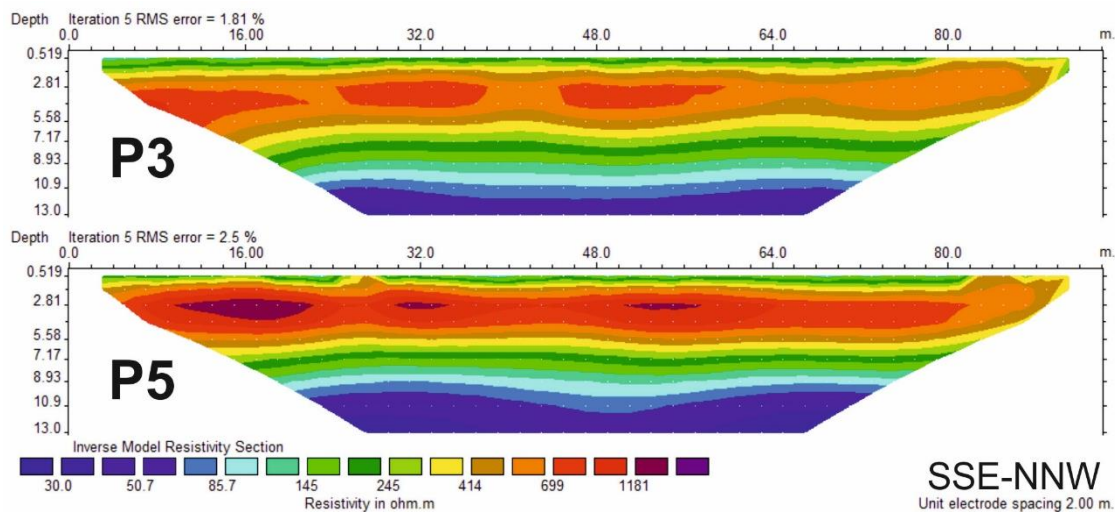


Figura 4.78. Resultados de las secciones ERT P3 y P5 adquiridas en la balsa de infiltración de Sant Vicenç el 6 de abril de 2011

La primera capa, la más cercana a la superficie, se muestra discontinua y con una potencia variable en cada una de las secciones geoelectricas. La potencia es de entre 0 (parte N de los perfiles) hasta los 2 metros (parte S de la sección P3). La segunda capa presenta unos valores relativamente más altos (hasta los 2000 $\Omega \cdot m$ del P5) y comprende

desde la base de la primera capa hasta los 5-7 metros de profundidad. La tercera se caracteriza por presentar los valores más bajos de resistividad eléctrica y comprende desde la base de la capa 2 hasta la base de la sección ERT.

La interpretación geológica de las tres capas geoelectricas se ha realizado en función de la información geológica e hidrogeológica proporcionada por los gestores de la infraestructura (ACA-CUADLL) y las observaciones realizadas en el campo. En este apartado se expone de nuevo parte de la descripción hidrogeológica local (apartado 4.3.3) con el objeto de facilitar la comprensión de como se ha usado la información hidrogeológica en la interpretación de los datos geoelectricos (Figura 4.79).

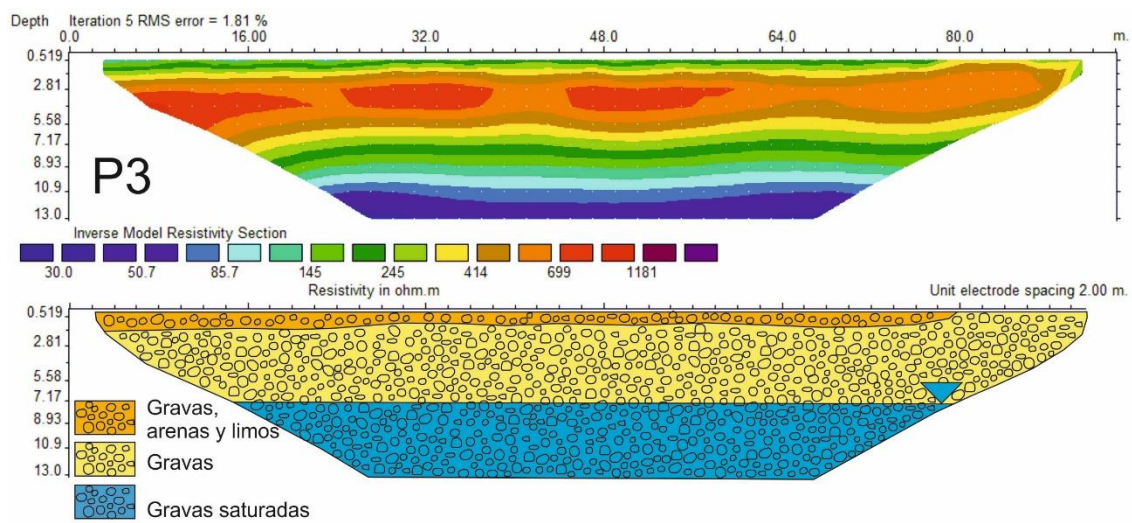


Figura 4.79. Sección geoelectrica P3 (parte superior) y su interpretación hidrogeológica (parte inferior)

Según el ACA y CUADLL (Luna *et al.*, 2009), la geología del subsuelo de la balsa de infiltración está formada, de techo a muro, por sedimentos aluviales con una potencia de entre 15 y 20 metros y margas grises. Los sedimentos aluviales presentan un tamaño de grano de los tipos grava y arena con interdigitaciones de sedimentos de tamaño limo y en su conjunto realizan la función de acuífero con un nivel piezométrico situado entre los 5-10 metros de profundidad. Las margas grises forman el sustrato y actúan como base impermeable del acuífero.

Las secciones de la primera campaña ERT tienen una profundidad máxima de 13 metros y por lo tanto las tres capas geoelectricas definidas caracterizan la formación superior de origen aluvial y la posición del nivel piezométrico. En este tipo de medios sedimentarios el valor de resistividad suele ser menor cuanto menor es el tamaño de grano

y también es menor cuando los sedimentos están saturados.

Los resultados de la segunda (enero 2012) y la tercera campaña (febrero 2013) se han usado para comparar los valores de resistividad eléctrica cuando la balsa funcionaba a la tasa de infiltración de diseño, con los valores de resistividad cuando la tasa de infiltración disminuyó y existían evidencias de *clogging* en la superficie de la misma (Figura 4.77; Figura 4.80).

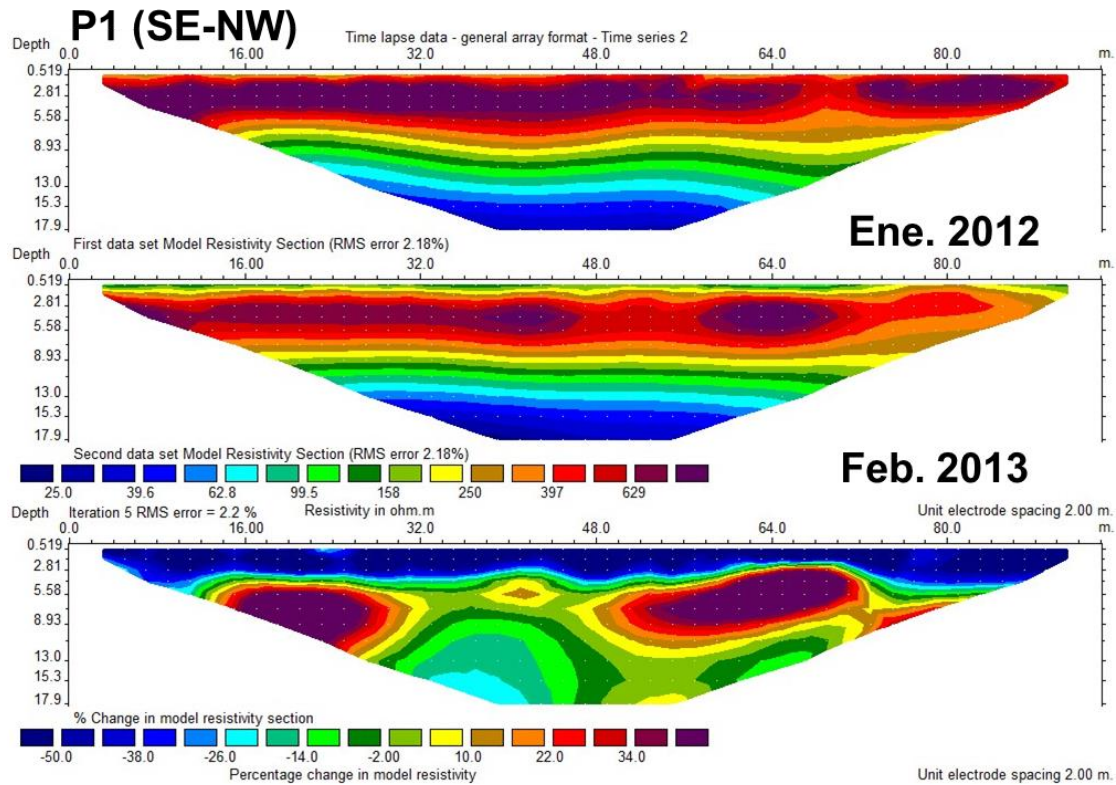


Figura 4.80. Sección geoelectrica P1 adquirida en enero de 2012 (parte superior), adquirida en febrero de 2013 (parte media) y variación porcentual de ρ_{real} entre las dos secciones

En la Figura 4.80 se muestra el resultado de las adquisiciones del perfil P1 en las dos campañas. Se ha usado la misma escala gráfica para representar los valores de ρ_{real} , y se observa una disminución de febrero de 2013 respecto enero de 2012 de los valores de resistividad en los niveles superiores de la sección. La disminución se identifica con la presencia de colores con tonalidades verdosas y amarillas ($90 < \rho_{real} < 250$) en el tramo 0.5-1.5 m de sección y por el predominio de colores rojizos ($390 < \rho_{real} < 600$) respecto a los morados ($\rho_{real} > 600$) en el tramo 1.5-6 metros.

Si se representa la variación porcentual de ρ_{real} entre las dos secciones (parte inferior de Figura 4.80) también se identifica una disminución de resistividades en el subsuelo de la balsa. La disminución se cuantifica en valores del orden de -50% en el tramo 0-6 metros

con una potencia variable, en el mismo, desde los 3 metros del sector central hasta los citados 6 metros en los sectores sur y norte de la sección.

Los resultados de la cuarta campaña (septiembre 2013) se usaron para identificar los efectos del mantenimiento en los valores de resistividad del subsuelo de la balsa. El mantenimiento se realizó justo antes de la cuarta campaña y consistió en el escarificado (arado superficial) del lecho de la balsa para así tratar de recuperar las tasas de infiltración originales. El proceso se realizó con maquinaria no pesada para evitar el compactado del terreno que provocaría a su vez una disminución de la capacidad de infiltración del sistema.

Los resultados se representan en forma de variación porcentual de ρ_{real} de las secciones P1, P2, P3, P4 y P5 adquiridas en la tercera y las adquiridas en la cuarta campaña (Figura 4.81) y en forma de valores de ρ_{real} y variación porcentual en la sección P1 adquirida en la segunda y la P1 adquirida en la cuarta campaña (Figura 4.82).

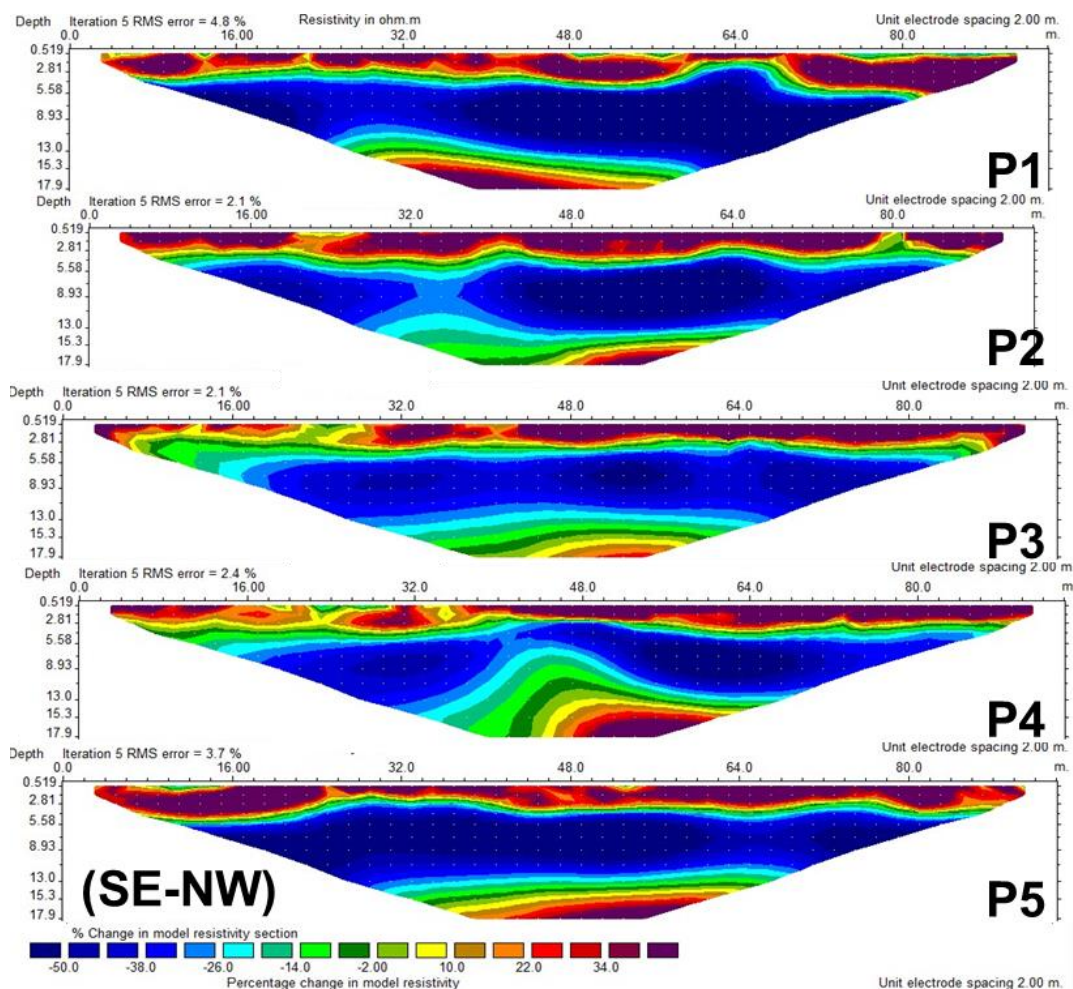


Figura 4.81. Variación porcentual de los valores de ρ_{real} de los perfiles ERT adquiridos la cuarta campaña (septiembre de 2013) respecto a los de la tercera campaña (febrero de 2013)

En la Figura 4.81 se observa un incremento de los valores de resistividad de hasta el 60% en la zona más superficial del subsuelo de la balsa. La zona afectada por el incremento tiene una potencia variable dentro de cada una de las secciones (entre 1 y 6 metros). También abarca más o menos parte de la sección según el perfil ERT, por ejemplo, la zona de incremento es mayor y más continua en el P5 que el P4 separados entre sí por solo 10 metros.

En la Figura 4.82 se representa el cambio de resistividades eléctricas de la sección P1 adquirido cuando la tasa de infiltración era óptima (enero 2012) y en setiembre de 2013 después del mantenimiento realizado con el objeto de recuperar tasas óptimas. En la representación se observa una disminución superior al 30% en prácticamente todo el subsuelo prospectado.

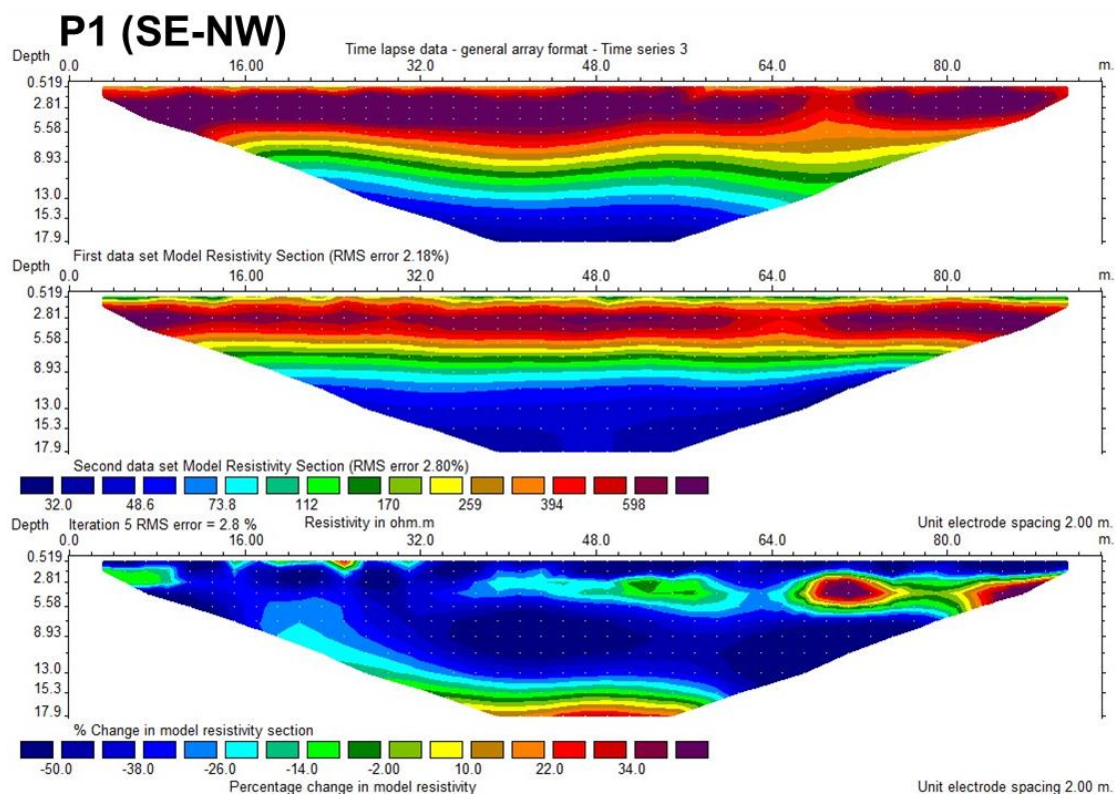


Figura 4.82. Sección geoelectrica P1 adquirida en enero de 2012 (parte superior), adquirida en setiembre de 2013 (parte media) y variación porcentual de ρ_{real} entre las dos secciones

En conjunto, los resultados de la cuarta campaña (septiembre de 2013) constatan que si bien el mantenimiento ha logrado disminuir los valores de resistividad eléctrica de la ZNS de la balsa (0-6 metros) no se han llegado a alcanzar los valores iniciales de referencia (enero de 2012).

4.5.8. Discusión y conclusiones

- La tomografía de resistividad eléctrica (ERT) se ha mostrado como un método no destructivo, de bajo coste y elevada resolución a partir del cual se mide fácilmente la distribución de la resistividad eléctrica aparente del subsuelo. Es un método flexible y adaptable a distintas escalas de trabajo y tipos de adquisición ya que se puede dejar de manera instalada fija o realizar las adquisiciones de forma periódica interfiriendo poco en el funcionamiento de las balsas de recarga artificial.

- La caracterización geofísica de la zona saturada ha sido realizada usando la técnica ERT con perfiles de 235 metros de longitud y una adquisición ERT 3D de 40x30 (m) permitiendo discriminar entre una zona más superficial definida mayoritariamente por valores superiores a 60 ohm·m por otra situada a una profundidad media de 11 metros con valores inferiores a 60 ohm·m interpretadas como, formación con potencial acuífero y sustrato arcilloso respectivamente, gracias a la información geológica e hidrogeológica previa.

- La caracterización de la de la zona vadosa (ZNS) se realizó en dos subfases o etapas y ha sido validada con la información directa proporcionada por calicatas excavadas en distintos puntos de la balsa de infiltración. La primera etapa se realizó con el instrumento de prospección electromagnética Geonics EM-31 y ha permitido elaborar una primera caracterización eléctrica cualitativa de la respuesta eléctrica de la ZNS del subsuelo de toda la balsa. La segunda subfase ha sido realizada con perfiles ERT de entre 23.5 y 47 metros de longitud permitiendo discriminar entre una capa más superficial y discontinua de entre 0 y 1.5 de potencia definida por valores de resistividad más bajos que los de la capa infrayacente. La información de las catas ha permitido interpretar la capa más superficial como gravas con matriz fina y la infrayacente como gravas con matriz arenosa-gravosa.

- La comparación de los resultados geoelectricos obtenidos con inversión 2D y con inversión en 3D se ha realizado con los datos de 38 líneas ERT con una distancia entre electrodos de 0.5 metros y dispuestas paralelas entre sí a una distancia de 2 metros. A grandes rasgos los resultados obtenidos son parecidos. En ellos se pueden identificar nuevamente tres capas según sus valores de resistividad eléctrica: una superior y otra inferior con valores relativamente bajos y una intermedia de mayor potencia con valores

más altos. Sin embargo los modelos 2D-3D difieren ligeramente en el detalle debido al uso de una malla no regular de electrodos para obtener el modelo 3D.

- La estimación de la conductividad hidráulica se realizó con las curvas de Breddin y la fórmula de Hazen a partir de la distribución granulométrica de las muestras de sondeos y de distintos puntos de la balsa. Los resultados muestran una gran variabilidad tanto en profundidad como en la superficie de la balsa. La conductividad hidráulica obtenida puede variar en más de un orden de magnitud en puntos de muestreo separados por menos de 1 metro de distancia.

- En base a los resultados de la campaña de prospección geológica y geofísica se diseñó una excavación piloto de la balsa de Ca n' Albareda. El objeto de la excavación era eliminar la capa más superficial formada por gravas con matriz limosa-arcillosa en la zona a priori más favorable para realizar la recarga artificial. Para la ubicación del piloto fue crítica la información geofísica ya que era la única disponible con una distribución representativa de la heterogeneidad del subsuelo de la balsa.

- Para la monitorización del movimiento del agua a través de la ZNS se ha repetido la adquisición de un mismo perfil ERT a intervalos de tiempo regulares (time-lapse) mientras se infiltraba agua en la balsa de infiltración. El proceso de infiltración ha provocado una disminución progresiva de los valores de resistividad obtenidos y correspondientes a la ZNS hasta alcanzar una disminución superior al 50% respecto a los valores previos a la recarga. La disminución ha tenido una velocidad distinta, en función de la zona de la sección analizada, obteniéndose otra evidencia de la heterogeneidad del subsuelo de las balsas.

- Con el objeto de monitorizar la colmatación y el efecto de las labores de mantenimiento en una balsa de infiltración se repitió la adquisición de 5 perfiles ERT entre abril de 2011 y setiembre de 2013, en la misma posición y usando el mismo dispositivo electródico. Los gestores de la infraestructura identificaron que la tasa de infiltración se había reducido en más de un orden de magnitud y se realizó un arado superficial en setiembre de 2013. Los resultados de la última campaña ERT constatan que si bien el mantenimiento ha logrado disminuir los valores de resistividad eléctrica de la ZNS de la balsa (0-6 metros) no se han llegado a alcanzar los valores iniciales de

referencia (enero de 2012).

- La distribución de resistividades se ha podido representar mediante perfiles geoelectricos en un espacio bidimensional o tridimensional y su interpretación ha permitido estimar la variación de las propiedades hidrogeológica e hidrogeofísicas tanto en profundidad como lateralmente. Desde el punto de vista de la gestión hídrica es de especial interés caracterizar dichas variaciones para evaluar las zonas preferentes de recarga.

- El uso combinado de la información proporcionada por fuentes diversas, como la cartografía hidrogeológica de la zona, la estructura del subsuelo definida por sondeos mecánicos, los resultados de los ensayos granulométricos de las muestras del sondeo más próximo, de campañas de prospección electromagnética y la interpretación de perfiles geoelectricos realizados específicamente para este estudio, ha permitido establecer una metodología combinada para la mejor caracterización del medio acuífero implicado en la recarga.

- Además, es aconsejable aplicar la metodología descrita de forma periódica y a distintas escalas, con el fin de caracterizar la posible colmatación de la zona de infiltración y poder controlar el correcto funcionamiento del sistema de recarga. Esto garantizaría una mayor eficacia operativa en consecuencia una optimización de costes.

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES FINALES

Conclusiones

Conclusions

5. Conclusiones finales

5.1. Conclusiones

La presente Memoria de Tesis Doctoral se puede dividir en dos partes.

La primera parte (capítulos 1 a 3) es una recopilación de antecedentes sobre la aplicación de métodos geofísicos en estudios hidrogeológicos y una descripción de la instrumentación y de las metodologías de adquisición, tratamiento e interpretación de los datos geofísicos usados en esta tesis.

La segunda parte (capítulo 4) comprende la integración de los métodos geofísicos en el estudio de problemáticas diferentes en dos tipos de acuífero y a tres escalas de trabajo distintas. En todos los casos los métodos geofísicos en general, y en particular los geoeléctricos, han demostrado su eficacia como herramientas de apoyo para la caracterización de la geometría y la dinámica de las formaciones acuíferas, y de este modo ayudar a mejorar la planificación y gestión de recursos hídricos subterráneos.

Un resumen de las principales conclusiones de las dos partes se presenta en este capítulo.

Uso de técnicas geofísicas como herramienta de caracterización hidrogeológica

- El desarrollo de estrategias eficientes para la gestión de los recursos hídricos subterráneos requiere la caracterización precisa de la estructura hidrogeológica. Los estudios hidrogeológicos clásicos a menudo se han basado en la disponibilidad de medidas de tipo puntual, perforación de pozos, ensayos de bombeo y de trazadores, información siempre necesaria, pero que suele ser costosa y a menudo dista de ser suficiente para caracterizar las heterogeneidades laterales del medio geológico.

- La geofísica aplicada, entendida como un conjunto de métodos para reconocer las características del terreno a partir de medidas de propiedades físicas efectuadas desde la superficie, o a veces a lo largo de sondeos, permite conocer y cuantificar un amplio conjunto de características del medio sin necesidad de penetrar en el mismo, ya sea por qué no es posible o porqué al hacerlo se alterarían las propiedades que deseamos cuantificar.

- Todos los métodos geofísicos: gravimétrico, magnético, sísmicos y eléctricos, pueden contribuir de alguna manera en la caracterización de las aguas subterráneas. Sin embargo, el gravimétrico es adecuado para estudios a gran escala y sobre todo los métodos eléctricos (incluyendo los electromagnéticos) son los más utilizados y particularmente apropiados para el resto de aplicaciones, ya que han demostrado su utilidad para resolver la mayor parte de los problemas planteados con una mejor relación coste/beneficio.

Escala regional-cuenca. Sistema acuífero multicapa

- El comportamiento hidrogeológico de las aguas subterráneas de la Cuenca de Valls (365 km²) se puede asimilar a un sistema acuífero multicapa de interés estratégico para el abastecimiento hídrico de la zona, además el interés de su estudio se complementa por el hecho que se trata de una zona declarada parcialmente vulnerable a la contaminación difusa por nitratos.

- Desde el punto de vista regional el reprocesado de las estaciones gravimétricas disponibles en la zona del Camp de Tarragona ha permitido obtener un modelo cualitativo de la geometría de la base impermeable del sistema acuífero y la determinar la existencia de dos depocentros separados por un umbral que puede actuar como divisoria del flujo del agua subterránea.

- El tratamiento específico efectuado a datos de sondeos eléctricos verticales y su reinterpretación, apoyada en los datos de pozos disponibles, ha permitido también caracterizar a escala regional las características hidráulicas del sistema acuífero y la vulnerabilidad a la contaminación del mismo a través de la zona no saturada. Los métodos geofísicos han mostrado su utilidad en esta aplicación, proporcionado información muy valiosa de forma no destructiva, es decir sin necesidad de realizar nuevas perforaciones en el terreno que podrían actuar como vías preferentes para el paso de contaminantes hacia el acuífero.

- Los resultados de la interpretación de las curvas de SEV son coherentes con la información litológica del subsuelo a partir de los sondeos mecánicos que disponen de columna litológica. Los datos de SEV tienen una mejor distribución espacial en el área

de estudio que la información litológica que proporcionan los sondeos mecánicos y nos permiten obtener de forma sencilla los parámetros geoelectrónicos de Dar Zarrouk.

- El mapa de resistencia eléctrica transversal (parámetro T de Dar Zarrouk) muestra una buena correlación con los valores de transmisividad hidráulica del acuífero deducida a partir de los ensayos de bombeo en pozo. Las zonas con valores elevados de resistencia eléctrica transversal T se corresponden con las zonas de alta transmisividad hidráulica, y por lo tanto permite identificar de forma más continua las zonas más favorables para la explotación de los recursos hídricos subterráneos.

- El mapa de conductancia eléctrica longitudinal (parámetro S de Dar Zarrouk) muestra de forma efectiva la protección a la contaminación de las aguas subterráneas por la existencia de una baja permeabilidad vertical de la zona no saturada, es decir el conjunto de las capas más superficiales situadas entre la superficie del terreno y el nivel piezométrico. Valores de S superiores a 0.5 siemens indican zonas en las que el sistema acuífero estará más protegido, mientras que valores de S inferiores a 0.5 siemens indican zonas con mayor riesgo a que las aguas subterráneas se vean afectadas por la contaminación, ya sea puntual o difusa.

- La correlación entre la conductancia longitudinal eléctrica (parámetro S de Dar Zarrouk) y la resistencia al flujo vertical del agua a través de la zona no saturada, usado como índice cuantitativo en el método AVI (Aquifer Vulnerability Index) para evaluar la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas, ha permitido determinar las zonas más susceptibles a la contaminación en función del tiempo de tránsito desde su infiltración desde la superficie hasta alcanzar el acuífero. En la Cuenca de Valls, las zonas más vulnerables, con tiempos de tránsito inferiores a 3 años, se localizan principalmente en la zona sur del área de estudio, mientras que las mejor protegidas, con tiempos de tránsito superiores a 9 años se sitúan en los sectores central y norte.

Escala local. Acuífero libre

- La metodología ERT ha resultado una herramienta muy útil para la caracterización de la morfología del acuífero libre del río Llobregat y en particular para la caracterización de emplazamientos de recarga de tipo superficial en el meandro de Ca n' Albareda. Este método geofísico ha proporcionado una información mucho más exhaustiva y

representativa que las técnicas directas por sí solas. La geometría de las distintas unidades hidrogeológicas y el contacto acuífero-acuícludo, junto con sus variaciones verticales y laterales, se definen con una mayor precisión usando los modelos generados a partir de la tomografía eléctrica. Las limitaciones intrínsecas de la metodología, como el problema de equivalencia y el método de interpolación usado, se pueden solventar con un sencillo análisis de los modelos equivalentes y con la información directa, obtenida por ejemplo con datos litológicos de sondeos y/o pozos y con valores de conductividad hidráulica estimados a partir de un ensayo de bombeo y/o de infiltración.

- Desde el punto de vista de la gestión del agua es de particular importancia caracterizar las variaciones laterales de las formaciones acuíferas con el fin de identificar los lugares más adecuados para el emplazamiento de infraestructuras de recarga artificial. En consecuencia, antes de la construcción de sistemas de recarga artificial de tipo superficial es muy recomendable llevar a cabo estudios, tales como el presentado con el fin de identificar aquellas zonas de mayor permeabilidad que serán las más adecuadas para las operaciones de recarga.

Escala local-de detalle. Balsas de recarga artificial

- La tomografía de resistividad eléctrica (ERT) se ha mostrado como un método no destructivo, de bajo coste y elevada resolución a partir del cual se mide fácilmente la distribución de la resistividad eléctrica aparente del subsuelo. Es un método flexible y adaptable a distintas escalas de trabajo y tipos de adquisición ya que se puede dejar de manera instalada fija o realizar las adquisiciones de forma periódica interfiriendo poco en el funcionamiento de las balsas de recarga artificial.

- La distribución de resistividades se ha podido representar mediante perfiles geoeléctricos en un espacio bidimensional o tridimensional y su interpretación ha permitido estimar la variación de las propiedades hidrogeológica e hidrogeofísicas tanto en profundidad como lateralmente. Desde el punto de vista de la gestión hídrica es de especial interés caracterizar dichas variaciones para evaluar las zonas preferentes de recarga.

- El uso combinado de la información proporcionada por fuentes diversas, como la cartografía hidrogeológica de la zona, la estructura del subsuelo definida por sondeos mecánicos, los resultados de los ensayos granulométricos de las muestras del sondeo más próximo, de campañas de prospección electromagnética y la interpretación de perfiles geoelectricos realizados específicamente para este estudio, ha permitido establecer una metodología combinada para la mejor caracterización del medio acuífero implicado en la recarga.

- Además, es aconsejable aplicar la metodología descrita de forma periódica y a distintas escalas, con el fin de caracterizar posible la colmatación de la zona de infiltración y poder controlar el correcto funcionamiento del sistema de recarga. Esto garantizaría una mayor eficacia operativa y en consecuencia una optimización de costes.

5.2. Conclusions

The present thesis could be divided in two parts.

The first one (from chapters 1 to 3) is a compilation of background information on the application of geophysical methods in hydrogeological studies and a description of the instrumentation and methodologies of acquisition, processing and interpretation of geophysical data used in this thesis.

The second part (Chapter 4) comprises three multidisciplinary case studies of two types of aquifer and three different field scales, where geophysical methods in general, and geoelectrical methods in particular, have demonstrated their effectiveness as support tools for groundwater resources planning and management.

A summary of the main conclusions of both parts is presented in this chapter.

Using geophysical techniques as a tool for hydrogeological assessment

- The development of efficient strategies for the management of groundwater resources requires the accurate characterization of hydrogeological structure. Classic hydrogeological studies are often based on the availability of timely measures, drilling, pumping tests and geochemical tracers, always necessary information, but are expensive and often far from being enough for characterize the lateral heterogeneities of the geological environment.

- Geophysical methods, as a set of methods for exploring the subsurface from measurements of physical properties carried out from the surface, or sometimes in boreholes, allows to recognize and quantify a wide range of characteristics of the subsurface without the need of drilling if, either why it is not possible or because doing it so would be altered the properties we want to quantify.

- All geophysical methods: gravimetric, magnetic, seismic and electrical, can contribute in some way in groundwater exploration. However, the gravity method is most suitable for large scale studies and above all the electrical methods (including the electromagnetics) are the most commonly used and particularly appropriate for other applications, since they have proven to be useful for solving most of the problems with a

best cost/benefit ratio.

Basin-regional scale. Multilayer aquifer system

- The hydrogeological behaviour of groundwater in the basin of Valls (365 km²) can be comparable to a multi-layer aquifer system of strategic interest for the water supply in the area. In addition the interest of their study is complemented by the fact that has been officially declared as a partially vulnerable zone to diffuse pollution by nitrates.

- From the point of view of the regional characterization, reprocessing of gravity data available in the area of Camp de Tarragona has allowed to obtain a qualitative model of the geometry of the aquifer basement and the determination of two depocentres, separated by a threshold that can act as groundwater flow diversion

- A laterally constrained inversion of vertical electrical sounding (VES) data using all geological information available from boreholes and piezometers has allowed to obtain the hydraulic parameters at a regional scale and to assess the vulnerability to pollution of the studied aquifer. Geophysical methods have demonstrated their usefulness, providing valuable subsoil information without drilling, which could lead to artificial pathways for the transmission of pollutants to the aquifers.

- The interpretation of the VES curves is consistent with the lithological subsurface information available, provides a better spatial coverage of the studied area when compared with boreholes and finally allow us to obtain easily the Dar Zarrouk geoelectrical parameters.

- Transverse resistance (parameter T of Dar Zarrouk) map shows a good correlation with the values of hydraulic transmissivity of the aquifer deduced from the pumping well tests. Areas with high values of electrical resistivity transverse T correspond to the zones of high hydraulic transmissivity, and therefore allows more continuously identify the most favorable areas for exploitation of groundwater water resources.

- Longitudinal electrical conductance (parameter S of Dar Zarrouk) map shows effective protection to contamination of groundwater by the existence of a low vertical permeability of the unsaturated zone (the layers located between the ground surface and

the water table). S values greater than 0.5 siemens indicate areas in which the aquifer will be more protected, while S values lower than 0.5 S siemens indicate areas with higher risk that groundwater could be affected by pollution, either punctual or diffuse.

- The similarity between the S Dar Zarrouk parameter and the hydraulic resistance parameter, used in AVI method for assessing groundwater vulnerability, has allowed to discriminate the most susceptible areas to be polluted according to the estimation of travel times (TT) through unsaturated groundwater protective layer. Areas with $TT < 3$ years are considered very vulnerable, while areas with $TT > 9$ years are areas with a low risk of groundwater contamination.

Local scale. Unconfined aquifer

- The electrical resistivity tomography (ERT), as a supporting tool for selecting surface recharge systems in the Ca n'Albareda meander, has demonstrated its usefulness for imaging the morphology of the unconfined aquifer. The methodology developed has provided a much more comprehensive and representative results than information from direct techniques alone. The geometry of the hydrogeological units and the aquifer-aquiclude contact, together with vertical and lateral variations have been accurately defined from the models derived from electrical resistivity tomography. The inherent limitations of this method, like the equivalence problem and the interpolation method, can be constrained with a simple analysis of the equivalent models complemented with lithological information obtained from borehole logs and estimated permeability from direct and/or indirect methods.

- From the point of view of water management, it is important to characterize lateral variations in gravel layers in order to identify the most suitable locations for planning artificial recharge basins. Consequently, prior to construction of recharge basins it is highly recommended to conduct studies such as that presented in this thesis in order to identify the areas of highest permeability, which are more suitable for recharge.

Local-detailed scale. Artificial recharge ponds

- The ERT is a non-destructive, low cost and high resolution technique that facilitates subsequent straightforward measurement of apparent electrical resistivity distribution in the subsoil. It is a flexible and adaptable methodology to work at different scales and

arrays since it can be held permanently installed and carrying out periodically acquisitions without disturbing the recharge process in the infiltration pond.

- The distribution of resistivity values has been represented both in two-dimensional cross-sections and three-dimensional models. The interpretation of those representations has allowed estimating the variation of the hydrogeological and hydrogeophysical properties both in depth and laterally. From the standpoint of water management is particularly interesting to characterize and avoid low resistivity zones to perform the infiltration process as it can be due to fine grain size sediments related with low permeability values.

- The use of complementary direct and indirect methods such as boreholes, grain-size analysis, infiltration tests and electromagnetic and geoelectrical surveys has allowed to improve the diagnosis of the saturated and non-saturated zone for better characterization of the geological environment involved in the managed recharge system.

- Finally, it is advisable to apply the methodology described here repeatedly over time in order to characterize possible clogging of the infiltration area and also to control correct operation of the recharge system. This would guarantee a correct operational effectiveness and, therefore, an improved cost-effectiveness ratio of the process.

CAPÍTULO 6. BIBLIOGRAFÍA

6. Bibliografia

- ACA, 2013. Cartografia d'aqüífers de Catalunya. Disponible en: <http://aca-web.gencat.cat/aca/appmanager/aca/aca?_nfpb=true&_pageLabel=P41800277491338804707154> [Consulta: marzo de 2016].
- ACA, 2004a. *Massa d'Aigua 25. Alt Camp*. Fitxa de caracterització, anàlisi de pressions, impactes i anàlisi del risc d'incompliment, Barcelona. Disponible en: <http://aca-web.gencat.cat/aca/documents/ca/fitxes_masses_aigua_subterrania/mas_25_def.pdf> [Consulta: abril de 2013].
- ACA, 2004b. *Massa d'aigua 38. Cubeta de Sant Andreu i Vall Baixa del Llobregat*, Barcelona. Disponible en: <http://aca-web.gencat.cat/aca/documents/ca/fitxes_masses_aigua_subterrania/mas_38_def.pdf> [Consulta: mayo de 2014].
- ACA, 2015. *Planificació de l'espai Fluvial de les conques del Baix Llobregat i l'Anoia*. Aplicación visor web. Departament de medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya, Barcelona. Disponible en: <<http://aca-web.gencat.cat/recursos/sig/public/VisorPEF.html>> [Consulta: diciembre de 2015].
- AEMet, 2012. *Guía resumida del clima en España 1981-2010*, Madrid. Disponible en: <http://www.aemet.es/es/conocermas/publicaciones/detalles/guia_resumida_2010> [Consulta: enero de 2016].
- AEUAS, 2010. La gestión de la recarga en los acuíferos del Baix llobregat. *Boletín Informativo AEUAS*, (3), pp.9–10. Disponible en: <http://www.aeuas.org/boletines/boletin_3/boletin_3_10.htm> [Consulta: febrero de 2016]
- Alumbaugh, D., Chang, P. Yu., Paprocki, L., Brainard, J.R., Glass, Robert J. y Rautman, C., 2002. Estimating moisture contents in the vadose zone using cross-borehole ground penetrating radar: A study of accuracy and repeatability. *Water Resources Research*, 38(12), pp.45–1–45–12.
- Auken, E., Guérin, R., Marsily, G. y Sailhac, P., 2009. Hydrogeophysics. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10–11), pp.795–799.
- Baker, R. y Moore, J., 1998. The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. *The Leading Edge*, 17(10), pp.1454–1458.
- Batte, A.G., Barifajjo, E., Kiberu, J. M., Kawule, W., Muwanga, A., Owor, M. y Kisekulo, J., 2010. Correlation of Geoelectric Data with Aquifer Parameters to Delineate the Groundwater Potential of Hard rock Terrain in Central Uganda. *Pure and Applied Geophysics*, 167(12), pp.1549–1559.
- Baumann, F., 1965. Technical development in ground water recharge. En *Advances in Hydroscience. Vol.2*. Elsevier Inc., pp.209–279.
- Benderitter, Y. y Schott, J.J., 1999. Short time variation of the resistivity in an unsaturated soil: the relationship with rainfall. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4(1), pp.37–49.
- Bevc, D. y Morrison, F., 1991. Borehole-to-surface electrical resistivity monitoring of a salt water injection experiment. *Geophysics*, 56(6), pp.769–777.
- Bhattacharya, P.K. y Patra, H.P., 1968. *Direct Current Geoelectric Sounding. Principles and Interpretation*, Amsterdam: Elsevier.
- Binley, A., Winship, P., Middleton, R., Pokar, M. y West, J., 2001. High-resolution characterization of vadose zone dynamics using cross-borehole radar. *Water Resources Research*, 37(11), pp.2639–2652.
- Binley, A., Hubbard, S.S., Huisman, J.A., Revil, André Robinson, D.A., Singha, K. y Slater, L.D., 2015. The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resources Research*, 51(6), pp.3837–3866.

- Binley, A., Cassiani, G., Middleton, R. y Winship, P., 2002. Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. *Journal of Hydrology*, 267(3-4), pp.147–159.
- Binley, A. y Beven, K., 2003. Vadose Zone Flow Model Uncertainty as Conditioned on Geophysical Data. *Ground Water*, 41(2), pp.119–127.
- Binley, A., Cassiani, G. y Deiana, R., 2010. Hydrogeophysics: opportunities and challenges. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 51(4), pp.267–284.
- Binley, A., Henry-Poulter, S. y Shaw, B., 1996. Examination of Solute Transport in an Undisturbed Soil Column Using Electrical Resistance Tomography. *Water Resources Research*, 32(4), pp.763–769.
- Bouwer, H., 2002. Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering. *Hydrogeology Journal*, 10(1), pp.121–142.
- Bouwer, H., 1962. Field Determination of Hydraulic Conductivity Above a Water Table With the Double-Tube Method. *Soil Science Society of America Journal*, 26(4), pp.330–335.
- Bovachev, A.A., Modin, I.N. y Shevnin, V.A., 2011. 1D Interpretation of VES profile (IPI2Win v. 3.1.2c), Moscow State University.
- Bredden, H., 1963. Die Grundrißkarten des Hydrogeologischen Kartenweskes der Wasserwirtschaftsverwaltung von Nordrhein-Westfalen. *Geologische Mitteilungen*, 2(4), pp.393–416.
- Butler Jr., J., 2005. Hydrogeological Methods for Estimation of Spatial Variations in Hydraulic Conductivity. En Y. Rubin y S. Hubbard, eds. *Hydrogeophysics SE - 2*. Water Science and Technology Library. Springer Netherlands, pp.23–58.
- Carlson, R.E. y Foley, T.A., 1992. Interpolation of track data with radial basis methods. *Computers & Mathematics with Applications*, 24(12), pp.27–34.
- Casado, I., Himi, M., Lovera, R., Fernández, J. y Casas, A., 2015. Use of electrical tomography methods to determinate the extension and main migration routes of uncontrolled landfill leachates in fractured areas. *The Science of the total environment*, 506-507, pp.546–553.
- Casas, A., 2000. Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en hidrogeología. En M. Olmo Alarcón y J. A. López Geta, eds. *Prospección Geofísica aplicada a la Hidrogeología: Metodologías y técnicas emergentes*. Granada, pp.33–41.
- Casas, A., Himi, M., Diaz, Y., Pinto, V., Font, X. y Tapias, J. C., 2008. Assessing aquifer vulnerability to pollutants by electrical resistivity tomography (ERT) at a nitrate vulnerable zone in NE Spain. *Environmental Geology*, 54(3), pp.515–520.
- Casas, A., Díaz, Y., Himi, M. y Tapias, J.C., 2009. Evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación de las aguas subterráneas. En Institut de l'Aigua (UB), ed. *Jornadas Agua IAUB*, Barcelona.
- Casas, A., 2013. La prospección geofísica como auxiliar. En J. A. López-Geta y F. J.M., eds. *100 Años de Hidrogeología en España (1900-2000)*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, pp.114–121.
- Casas, A., Torné, M. y Banda, E., 1986. *Mapa Gravimètric de Catalunya 1:500.000*, Barcelona: Servei Geològic de Catalunya. Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Generalitat de Catalunya.
- Cassiani, G., Giustiniani, M., Ferraris, S., Deiana, R. y Strobbia, C., 2009. Time-lapse surface-to-surface GPR measurements to monitor a controlled infiltration experiment. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 50(2), pp.209–226.
- Cassiani, G., Fusi, N., Susanni, D. y Deiana, R., 2008. Vertical radar profiling for the assessment of landfill capping effectiveness. *Near Surface Geophysics*, 6(2), pp.133–142.
- Cassiani, G. y Binley, A., 2005. Modeling unsaturated flow in a layered formation under quasi-

- steady state conditions using geophysical data constraints. *Advances in Water Resources*, 28(5), pp.467–477.
- Cassiani, G., Binley, A. y Ferré, T.P.A., 2006. Unsaturated Zone Processes. En H. Vereecken et al., eds. *Applied Hydrogeophysics*. Springer, pp.75–116.
- Cassiani, G., Strobbia, C. y Gallotti, L., 2004. Vertical Radar Profiles for the Characterization of Deep Vadose Zones. *Vadose Zone Journal*, 3(4), pp.1093–1105.
- Cedergren, H.R., 1997. *Seepage, Drainage, and Flow Nets* 3ª ed., Wiley.
- Chang, P.Y., Sekhar, M., Descloitres, M., Godderis, Y., Ruiz, y L. Braun, J.J., 2006. Cross-borehole ground-penetrating radar for monitoring and imaging solute transport within the vadose zone. *Water Resources Research*, 42(10), 16 pp.
- Chaudhuri, A., Sekhar, M., Descloitres, M., Godderis, Y., Ruiz, L. y Braun, J.J., 2013. Constraining complex aquifer geometry with geophysics (2-D ERT and MRS measurements) for stochastic modelling of groundwater flow. *Journal of Applied Geophysics*, 98, pp.288–297.
- Chen, J., Hubbard, S. y Rubin, Y., 2001. Estimating the hydraulic conductivity at the south oyster site from geophysical tomographic data using Bayesian Techniques based on the normal linear regression model. *Water Resources Research*, 37(6), pp.1603–1613.
- Clément, R., Moreau, S., Henine, H., Guérin, A., Chaumont, C. y Tournebize, J., 2014. On the value of combining surface and cross-borehole ERT measurements to study artificial tile drainage processes. *Near Surface Geophysics*, 12(6), pp.763–775.
- Coduto, D.P., Yeung, M.R. y Kitch, W.A., 2010. *Geotechnical Engineering: Principles & Practices* 2ª ed., Prentice.
- Cousin, I., Besson, A., Bourennane, H., Pasquier, C., Nicoullaud, B., King, D. y Richard, G., 2009. From spatial-continuous electrical resistivity measurements to the soil hydraulic functioning at the field scale. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10-11), pp.859–867.
- CRCRLI, 2015. *Parc Riu Llobregat*. Consorci per a la Recuperació i Conservació del Riu Llobregat. Disponible en: <http://www.parcriulllobregat.cat/> [Consulta Diciembre de 2015].
- CUACSA, 2010. *Caracterització del subsòl de la bassa d'infiltració de les basses de recàrrega artificial en el municipi de Castellbisbal*. Comunitat d'Usuaris d'Aigües de la Cubeta de Sant Andreu de la Barca. Informe tècnic, Castellbisbal.
- Custodio, E., 2007. Acuíferos detríticos costeros del litoral mediterráneo penínsular: Valle bajo y delta del Llobregat. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15(3), pp.295–304.
- Custodio, E. y Llamas, M.R., 2001. *Hidrología Subterránea. Tomo I* 2ª ed., Barcelona: Ediciones Omega.
- Dahlin, T., Aronsson, P. y Thörnelöf, M., 2014. Soil resistivity monitoring of an irrigation experiment. *Near Surface Geophysics*, 12, pp.35–43.
- Daily, W., Ramirez, A., LaBrecque, D. y Barber, W., 1995. Electrical resistance tomography experiments at the Oregon Graduate Institute. *Journal of Applied Geophysics*, 33(4), pp.227–237.
- Daily, W., Ramirez, A., LaBrecque, D. y Nitao, J., 1992. Electrical resistivity tomography of vadose water movement. *Water Resources Research*, 28(5), pp.1429–1442.
- Davis, J.C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology* 3ª ed., New York: Wiley.
- Day-Lewis, F.D., Lane, J.W., Harris, J.M. y Gorelick, S.M., 2003. Time-lapse imaging of saline-tracer transport in fractured rock using difference-attenuation radar tomography. *Water Resources Research*, 39(10), pp.1290–1303.
- Day-Lewis, F.D. y Singha, K., 2008. Geoelectrical inference of mass transfer parameters using temporal moments. *Water Resources Research*, 44(5), 6 pp.

- DeGroot-Hedlin, C. y Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), pp.1613–1624.
- Deiana, R., Cassiani, G., Kemna, A., Villa, A., Bruno, V. y Bagliani, A., 2007. An experiment of non-invasive characterization of the vadose zone via water injection and cross-hole time-lapse geophysical monitoring. *Near Surface Geophysics*, 5(3), pp.183–194.
- Deiana, R., Cassiani, G., Villa, A., Bagliani, A. y Bruno, V., 2008. Calibration of a Vadose Zone Model Using Water Injection Monitored by GPR and Electrical Resistance Tomography, pp.215–226. *Vadose Zone Journal*, 7(1), pp.215–226.
- Dietrich, P. y Leven, C., 2009. Direct push-technologies. En R. Kirsch, ed. *Groundwater Geophysics SE - 12*. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, pp.347–366.
- DIUE, 2010. *Dossiers Comarcals. Alt Camp*, Departament d'Innovació, Universitats i Empresa, Generalitat de Catalunya, Barcelona.
- Dobrin, M.B. y Savit, C.H., 1988. *Introduction to geophysical prospecting*, New York: McGraw-Hill Book.
- Duijvenbooden, W. y Waegeningh, H.G., 1987. Vulnerability of soil and groundwater to pollutants. En *Vulnerability of soil and groundwater to pollutants*. Noordwijk aan Zee: TNO Committee on Hydrological Research.
- Edwards, L.S., 1977. A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, 42 (5), pp.1020–1036.
- Ezzedine, S., Rubin, Y. y Chen, J., 1999. Bayesian Method for hydrogeological site characterization using borehole and geophysical survey data: Theory and application to the Lawrence Livermore National Laboratory Superfund Site. *Water Resources Research*, 35(9), pp.2671–2683.
- Falgàs, E., 2007. *Hydrogeophysics as a Multidisciplinary Tool on Aquifer Appraisal : Focus on AMT Capabilities*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona.
- FCIHS, 2009. *Hidrogeología* 1ª ed. R. Escuder, J. Fraile, S. Jordana, F. Ribera, X. Sánchez-Vila y E. Vázquez-Suñe, Enric, eds., Barcelona: Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea.
- Font, F.X. y Poncela, R., 1987. *Estudi tècnic de la recàrrega artificial a la cubeta de Sant Andreu de la Barca (Barcelona) durant el període 1985-1987*.
- Foster, S.S.D., 1987. Vulnerability of soil and groundwater to pollutants. En *Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy*. Noordwijk Aan Zee: TNO Committee on Hydrological Research, pp.69–86.
- French, H.K., Hardbattle, C., Binley, A., Winship, P. y Jakobsen, L., 2002. Monitoring snowmelt induced unsaturated flow and transport using electrical resistivity tomography. *Journal of Hydrology*, 267(3–4), pp.273–284.
- Gabàs, A., 2003. *Nous aspectes metodològics en l'exploració elèctrica i electromagnètica*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona.
- García, J., Rousseau, D., Caselles-Osorio, A., Story, A., De Pauw, N. y Vanrolleghem, P., 2007. Impact of Prior Physico-Chemical Treatment on the Clogging Process of Subsurface Flow Constructed Wetlands: Model-Based Evaluation. *Water, Air, and Soil Pollution*, 185(1-4), pp.101–109.
- García-Siñeriz, J., 1949. Investigación hidrológica en Castellón (Zona del Mijares). En *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España Tomo IV*. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España, pp.319–329.
- Gasparikova, E., Hubbard, S., S Watson, D.B., Baker, G.S., Peterson, J.E., Kowalsky, M.B., Smith, M. y Brooks, S., 2012. Long-term electrical resistivity monitoring of recharge-induced contaminant plume behavior. *Journal of contaminant hydrology*, 142-143, pp.33–

- 49.
- GENCAT, 2009. *Decret 136/2009, Programa d'actuació aplicable a les zones vulnerables en relació amb la contaminació de nitrats que procedeixen de fonts agràries i de gestió de les dejeccions ramaderes*, Generalitat de Catalunya.
- GESFER, 2012. Mapa de les zones vulnerables de Catalunya. Departament d'Agricultura, ramaderia, Pesca, Alimentació i Medi Natural, Generalitat de Catalunya, Barcelona. Disponible en: <<http://www20.gencat.cat/portal/site/DAR/>> [Consulta: mayo de 2013].
- Ghosh, D., 1971a. The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurements. *Geophysical Prospecting*, 19(2), pp.192–217.
- Ghosh, D.P., 1971b. Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth. *Geophysical Prospecting*, 19(4), pp.769–775.
- GISA, 2011. *Desdoblament Carretera C-37 del PK 0+000 al 4+950. Tram: Alcover – Valls: Annex 7 Climatologia Hidrologia i Drenatge*, Barcelona. Disponible en: <http://www.gencat.cat/territori/informacio_publica/desdoblament_alcover/estudi_informatiu/annex_07_climatologia_hidrologia_i_drenatge_memoria.pdf> [Consulta: septiembre de 2012].
- Giustiniani, M., Accaino, F., Picotti, S. y Tinivella, U., 2008. Characterization of the shallow aquifers by high-resolution seismic data. *Geophysical Prospecting*, 56(5), pp.655–666.
- Godio, A. y Ferraris, S., 2005. Time lapse geophysics for monitoring an infiltration test in the vadose zone. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 46, pp.201–216.
- Gogu, R.C. y Dassargues, A., 2000. Current trends and future challenges in groundwater vulnerability assessment using overlay and index methods. *Environmental Geology*, 39(6), pp.549–559.
- Guimerà, J.J., 1988. *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona.
- Hanson, R.T., Lockwood, B. y Schmid, W., 2014. Analysis of projected water availability with current basin management plan, Pajaro Valley, California. *Journal of Hydrology*, 519, pp.131–147.
- Henriet, J.P., 1976. Direct applications of the Dar Zarrouk parameters in ground water surveys. *Geophysical Prospecting*, 24(2), pp.344–353.
- Hermans, T., Caterina, D. y Nguyen, F., 2013. Case studies of incorporation of prior information in electrical resistivity tomography: comparison of different approaches. *Near Surface Geophysics*, 11, pp.1–16.
- Hernández, M., Tobella, J., Ortuño, F. y Armenter, J.Ll., 2011. Aquifer recharge for securing water resources: the experience in Llobregat river. *Water Science & Technology*, 63(2), pp.220–226.
- Hernández, M., Gibert, O., Bernat, X. y Valhondo, C., 2014. Innovative reactive layer to enhance soil aquifer treatment: successful installation in the Llobregat aquifer (Catalonia, NE Spain). *Boletín Geológico y Minero*, 125(2), pp.157–172.
- Hernández, M., Camprovín, P. y Bernat, X., 2015. *Description of the ASR system in the Llobregat Area and Water Quality Evaluation based on historical data (Draft 22.4a)*, Barcelona. Disponible en: <<https://dessin-project.eu/?wpdmpro=draft-d22-4-a-evaluation-of-pre-potablewater-for-injection-using-asr>> [Consulta: febrero de 2016].
- Himi, M., 2000. *Delimitación de la intrusión marina en los acuíferos costeros por métodos geofísicos*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona.
- Hubbard, S. y Rubin, Y., 2005. Introduction to Hydrogeophysics. En Y. Rubin y S. Hubbard, eds. *Hydrogeophysics*. Water Science and Technology Library. Springer Netherlands, pp. 3–21.
- Hubbard, S. y Rubin, Y., 2002. Study institute assesses the state of hydrogeophysics. *Eos*,

- Transactions American Geophysical Union*, 83(51), pp.602–606.
- Hubbard, S.S., Peterson, J.E., Majer, E.L., Zawislanski, P.T., Williams, K.H., Roberts, J y Wobber, F., 1997. Estimation of permeable pathways and water content using tomographic radar data. *The Leading Edge*, 16(11), pp.1623–1628.
- Hubbard, S.S. y Linde, N., 2011. Hydrogeophysics. In P. Wilderer, ed. *The Science of Hydrology*. Oxford: Elsevier, pp.401–434.
- Hubbard, S.S., Rubin, Y. y Majer, E., 1999. Spatial correlation structure estimation using geophysical and hydrogeological data. *Water Resources Research*, 35(6), pp.1809–1825.
- Ibáñez, S., Moreno, H. y Blanquer, J.M., 2010. *Características del infiltrómetro de doble anillo (anillos de Munz)*, Universidad Politécnica de Valencia. Disponible en: <https://riunet.upv.es/bitstream/handle/10251/7840/AD_Infiltrometro.pdf> [Consulta: octubre de 2014].
- ICC, 2010. Ortofo de Catalunya 1:2.500. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona. Disponible en: <www.icc.cat> [Consulta: febrero de 2012].
- ICGC, 2003. Mapa Geològic de Catalunya 1:250.000. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Barcelona. Disponible en: <www.icgc.cat> [Consulta: marzo de 2016].
- ICGC, 2006. Mapa hidrogeològic del tram baix del Llobregat i el seu delta 1:3.000. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Barcelona. Disponible en: <www.icgc.cat> [Consulta: febrero de 2016].
- ICGC, 2016. Mapa topogràfic 1:5 000, ortofotogràfic 1:2 500 y MDT 15X15. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Barcelona. Disponible en: <www.icgc.cat> [Consulta: febrero de 2016].
- IDESCAT, 2013. *Anuari Estadístic de Catalunya: Consum d'aigua. 2011. Facturació*, Institut d'Estadística de Catalunya, Barcelona. Disponible en: <<http://www.idescat.cat/>> [Consulta: diciembre de 2013].
- IDESCAT, 2012. *Anuari Estadístic de Catalunya: Sistemes Fluvials 2006-2011*, Institut d'Estadística de Catalunya, Barcelona. Disponible en: <<http://www.idescat.cat/>> [Consulta: agosto de 2012].
- IGME, 1986. *Estudio de los recursos hídricos subterráneos del Sistema Hidrogeológico 74. Camp de Tarragona* 1ª ed., Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- IGME, 2014. *Experiencia de recarga artificial de acuíferos* E. Pardo-Igúzquiza, ed., Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.
- Inman, J.R., 1975. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, 40 (5), pp.798–817.
- Interpex, 1993. RESIX-PLUS. User manual resistivity data interpretation software. Moscú, pp.1–3.
- Jasper, C.A., 2014. *Combined geophysical methods for mapping infiltration pathways at the Aurora Water Aquifer recharge and recovery site*. Tesis doctoral. Colorado School of Mines.
- Johansen, H.K., 1977. A man/computer interpretation system for resistivity soundings over a horizontally stratified earth. *Geophysical Prospecting*, 25(4), pp.667–691.
- Johansen, H.K., 1975. An interactive computer/graphic-display-terminal system for interpretation of resistivity soundings. *Geophysical Prospecting*, 23(3), pp.449–458.
- Johnson, T.C., Routh, P.S., Barrash, W. y Knoll, M.D., 2007. A field comparison of Fresnel zone and ray-based GPR attenuation-difference tomography for time-lapse imaging of electrically anomalous tracer or contaminant plumes. *Geophysics*, 72(2), pp.21–29.
- Kalinski, R.J. Kelly, W.E., Bogardi, I. y Pesti, G., 1993. Electrical resistivity measurements to estimate travel times through unsaturated ground water protective layers. *Journal of Applied*

- Geophysics*, 30(3), pp.161–173.
- Kemna, A., Day-Lewis, F.D. Tezkan, B., Vanderborght, J., Vereecken, H. y Winship, P., 2006. Solute Transport Processes. En H. Vereecken et al., eds. *Applied Hydrogeophysics*. Berlin: Springer, pp.117–159.
- Kemna, A., Kulesa, B. y Vereecken, H., 2002. Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. *Journal of Hydrology*, 267(3–4), pp.125–146.
- Koefoed, O., 1980. *Geosounding Principles: Resistivity Sounding Measurements*, Elsevier Science Ltd.
- Koestel, J., Kemna, A., Javaux, M., Binley, A. y Vereecken, H., 2008. Quantitative imaging of solute transport in an unsaturated and undisturbed soil monolith with 3-D ERT and TDR. *Water Resources Research*, 44(12), 17 pp.
- Linde, N., Chen, J., Kowalsky, M.B. y Hubbard, S., 2006. Hydrogeophysical parameter estimation approaches for field scale characterization. En H. Vereecken et al., eds. *Applied Hydrogeophysics SE - 2*. NATO Science Series. Springer Netherlands, pp.9–44.
- Loke, M.H., 2015. Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. Manual RES2DINV v. 3.59, p.126. Disponible en: <<http://www.geotomosoft.com/r2dimanu.zip>> [Consulta: febrero de 2016].
- Loke, M.H. y Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, (44), pp.131–152.
- Loke, M.H. y Dahlin, T., 2002. A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 49(3), pp.149–162.
- Looms, M.C., Binley, A., Jensen, K., H., Nielsen, L. y Hansen, T. M., 2008a. Identifying Unsaturated Hydraulic Parameters Using an Integrated Data Fusion Approach on Cross-Borehole Geophysical Data. *Vadose Zone Journal*, 7(1), pp.238–248.
- Looms, M.C., Jensen, K.H., Binley, A. y Nielsen, L., 2008b. Monitoring Unsaturated Flow and Transport Using Cross-Borehole Geophysical Methods. *Vadose Zone Journal*, 7(1), pp.227–237.
- Luna, M., Salas, J., Molinero, J., Queralt, E., Rull, M., Colomer, V., Trevisan, L., Ruiz, E., Guimerà, J. y Niñerola, J. M., 2009. Evaluación de la capacidad de infiltración e impacto hidrogeológico de las balsas de recarga artificial del Baix Llobregat (Sta. Coloma de Cervelló). *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*, IX, pp.1–8.
- Maillet, R., 1947. The fundamental equations of electrical prospecting. *Geophysics*, 12(4), pp.529–556.
- Martín Arnáiz, M., 2001. Componentes primarios del ciclo hidrológico. En E. Custodio y M. R. Llamas, eds. *Hidrología Subterránea*. Barcelona: Ediciones Omega, pp.342–349.
- McNeill, J.D., 1980. Applications of transient electromagnetic techniques. Nota técnica, p.17. Disponible en: <<http://geonics.com/pdfs/technicalnotes/tn7.pdf>> [Consulta: diciembre de 2015].
- Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D. y Tabbagh, A., 2003. Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, 39(5), pp.14:1–14:20.
- Miller, R. y Singha, K., 2013. An introduction to this special section: Hydrogeophysics. *The Leading Edge*, 32(7), pp.740–741.
- Miller, R.B., 2012. *Hydrogeophysics of gravel-dominated alluvial floodplains in Eastern Oklahoma*. Tesis doctoral. Oklahoma State University.
- Mitchell, V.R., 2010. *Informed Electrical Resistivity Imaging for monitoring infiltration dynamics in the near surface*. Tesis doctoral. Stanford University.

- Monego, M., Cassiani, G., Deiana, R., Putti, M., Passadore, G. y Altissimo, L., 2010. A tracer test in a shallow heterogeneous aquifer monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography. *Geophysics*, 75(4), pp.WA61–WA73.
- MOP, 1971. *Estudio de los Recursos Hidráulicos totales del Pirineo Oriental. Informe de Perforaciones Zona 2 (Tarragona, Reus, Valls)*, Madrid.
- NRCS, 1999. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys* 2ª ed.
- O'Neill, D.J., 1975. Improved linear filter coefficients for application in apparent resistivity computations. *Exploration Geophysics*, 6(4), pp.104–109.
- Orellana, E., 1982. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua* 2ª ed., Madrid: Thomson Paraninfo.
- Orellana, E. y Mooney, H.M., 1966. *Tablas y curvas patrón para Sondeos Eléctricos Verticales sobre terrenos estratificados*, Madrid.
- Ortuño, F., Niñerola, J.M., Armenter, J.L. y Molinero, J., 2009. La barrera hidráulica contra la intrusión marina y la recarga artificial en el acuífero del Llobregat (Barcelona, España). *Boletín Geológico y Minero*, 120(2), pp.235–250.
- Otero, N., Soler, A. y Canals, À., 2008. Controls of $\delta^{34}\text{S}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in dissolved sulphate: Learning from a detailed survey in the Llobregat River (Spain). *Applied Geochemistry*, 23(5), pp.1166–1185.
- París, R., 2008. *Informe dels resultats de l'aprofitament d'aigües subterrànies per l'abastament del Polígon de Palau de Reig de Dalt*. Informe técnico, Tarragona.
- Pazdirek, O. y Blaha, V., 1996. Examples of resistivity imaging using ME-100 resistivity field acquisition system. En European Association of Geoscientists & Engineers, ed. *EAGE 58th Conference and Technical Exhibition Extended Abstracts*. Amsterdam, p.P050.
- Pedescoll, A., 2010. *Clogging in horizontal subsurface flow constructed wetlands. Measures, design factors and prevention strategies*. Tesis doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya.
- Pedretti, D., Barahona-Palomo, M., Bolster, D., Sanchez-Vila, X. y Fernández-García, D., 2012. A quick and inexpensive method to quantify spatially variable infiltration capacity for artificial recharge ponds using photographic images. *Journal of Hydrology*, 430-431, pp.118–126.
- Pellerin, L., Holliger, K., Slater, L. y Yaramanci, U., 2009. *Hydrogeophysics – Methods and Processes*, EAGE Publications bv.
- Pollock, D. y Cirpka, O. A., 2008. Temporal moments in geoelectrical monitoring of salt tracer experiments. *Water Resources Research*, 44(12). 12 pp.
- Pomés, J., 2006. *Anàlisi d'alternatives de recàrrega artificial i viabilitat econòmica d'aplicació a la cubeta de Sant Andreu de la Barca*. Tesina de master. Universitat Politècnica de Catalunya.
- Queralt, E., 2004. *Situació actual de la gestió de les aigües a l'àrea hidrogeològica del Baix Llobregat. La visió dels usuaris*. Informe técnico, El Prat de Llobregat.
- Reynolds, J.M., 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics* 2ª ed., Chichester: Wiley.
- Robinson, T.P. y Metternicht, G., 2006. Testing the performance of spatial interpolation techniques for mapping soil properties. *Computers and Electronics in Agriculture*, 50(2), pp.97–108.
- Ronayne, M.J., Houghton, T.B. y Stednick, J.D., 2012. Field characterization of hydraulic conductivity in a heterogeneous alpine glacial till. *Journal of Hydrology*, 458–459, pp.103–109.

- Sabater, S., Ginebreda, A. y Barceló, D. eds., 2012. *The Llobregat The Story of a Polluted Mediterranean River*, Berlin: Springer Berlin Heidelberg.
- Sánchez-Vila, X., 2009. Introducción. *Hidrogeología*. Barcelona: FCIHS, pp.31–34.
- Sasaki, Y., 1992. Resolution of Resistivity Tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40(4), pp.453–463.
- Sauvin, G., Lecomte, I., Bazin, S., Heureux, L., Vanneste, M., Solberg, I. y Dalsegg, E., 2013. Towards geophysical and geotechnical integration for quick-clay mapping in Norway. *Near Surface Geophysics*, 11, pp.613–623.
- Schindler, U., Durner, W., von Unold, G., Mueller, L., y Wieland, R., 2010. The evaporation method: Extending the measurement range of soil hydraulic properties using the air-entry pressure of the ceramic cup. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 173(4), pp.563–572.
- Schmalholz, J., Stoffregen, H., Kemna, A. y Yaramanci, U., 2004. Imaging of Water Content Distributions inside a Lysimeter using GPR Tomography. *Vadose Zone Journal*, 3, pp.1106–1115.
- Seifert, D. y Engesgaard, P., 2012. Sand box experiments with bioclogging of porous media: hydraulic conductivity reductions. *Journal of contaminant hydrology*, 136-137, pp.1–9.
- Sendros, A., Diaz, Y., Himi, M., Tapias, J. C., Rivero, L., Font, X. y Casas, A., 2014. An evaluation of aquifer vulnerability in two nitrate sensitive areas of Catalonia (NE Spain) based on electrical resistivity methods. *Environmental Earth Sciences*, 71(1), pp.77–84.
- Sendros, A., 2012. *Aplicación de parámetros geoeléctricos en el estudio de las aguas subterráneas (Cuenca de Valls, Tarragona)*. Tesina de master. Universitat de Barcelona.
- Sendros, A., Himi, M., Lovera, R., Rivero, L., Tapias, J. C., Casas, A., Gallardo, H., Marguá, E. y Queralt, I., 2012. Balsas de infiltración del río Llobregat. En *Experiencias prácticas de reutilización en el marco del programa Consolider Tragua*. Madrid: TRAGUA (IMDEA AGUA), pp.16–25. Disponible en: <http://www.consolider-tragua.com/documentos/experiencias.pdf> [Consulta: marzo de 2015].
- Serra, G., 2012. *Avaluació de la recàrrega induïda de les basses d'infiltració de Ca n'Albareda i el seu impacte en els recursos hídcics subterrànics de la Cubeta de Sant Andreu*. Tesina de master. Universitat de Barcelona.
- Singha, K., Pidlisecky, A., Day-Lewis, F.D. y Gooseff, M.N., 2008. Electrical characterization of non-Fickian transport in groundwater and hyporheic systems. *Water Resources Research*, 44(4), 14 pp.
- Singha, K. y Gorelick, S.M., 2006a. Effects of spatially variable resolution on field-scale estimates of tracer concentration from electrical inversions using Archie's law. *Geophysics*, 71(3), pp.G83–G91.
- Singha, K. y Gorelick, S.M., 2006b. Hydrogeophysical tracking of three-dimensional tracer migration: The concept and application of apparent petrophysical relations. *Water Resources Research*, 42(6), 14 pp.
- Singha, K. y Gorelick, S.M., 2005. Saline tracer visualized with three-dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis. *Water Resources Research*, 41(5), 17 pp.
- Singha, K. y Moysey, S., 2006. Accounting for spatially variable resolution in electrical resistivity tomography through field-scale rock-physics relations. *Geophysics*, 71(4), pp.A25–A28.
- Slater, L. Binley, A., Versteeg, R., Cassiani, G., Birken, R y Sandberg, S., 2002. A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*, 49(4), pp.211–229.

- Slater, L., 2007. Near Surface Electrical Characterization of Hydraulic Conductivity: From Petrophysical Properties to Aquifer Geometries—A Review. *Surveys in Geophysics*, 28(2-3), pp.169–197.
- Slater, L.D., Zaidman, M.D., Binley, A. y West, L. J., 1997. Electrical Imaging of Saline Tracer Migration for the Investigation of Unsaturated Zone Transport Mechanisms. *Hydrology and Earth System Sciences*, 1(2), pp.291–302.
- Slater, L.D., Binley, A. y Brown, D., 1997. Electrical Imaging of Fractures Using Ground-Water Salinity Change. *Groundwater*, 35(3), pp.436–442.
- SMC, 2014a. *Climatología. El Baix Llobregat*, Barcelona: Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya. Disponible en: <<http://static-m.meteo.cat/wordpress/web/wp-content/uploads/2014/11/13083422/BaixLlobregat.pdf>> [Consulta: noviembre de 2014].
- SMC, 2014b. *Climatologia. El Vallès occidental*, Barcelona: Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya. Disponible en: <http://www20.gencat.cat/docs/meteocat/Continguts/Climatologia/climatologies_comarcals/documentos/VallesOccidental.pdf> [Consulta: noviembre de 2014].
- Smith, W.H.F. y Wessel, P., 1990. Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, 55(3), pp.293–305.
- Soupios, P., Kouli, M., Vallianatos, F., Vafidis, A. y Stavroulakis, G., 2007. Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete – Greece). *Journal of Hydrology*, 338(1-2), pp.122–131.
- Stefanescu, S., Schlumberger, C. y Schlumberger, M., 1930. Sur la distribution électrique potentielle autour d'une prise de terre ponctuelle dans un terrain à couches horizontales, homogènes et isotropes. *J. Phys. Radium*, 1(4), pp.132–140.
- Stempvoort, D. Van, Ewert, L. y Wassenaar, L., 1993. Aquifer Vulnerability Index: a GIS - compatible method for groundwater vulnerability mapping. *Canadian Water Resources Journal*, 18(1), pp.25–37.
- Szaraniec, E., 1976. Fundamental functions for horizontally stratified earth. *Geophysical Prospecting*, 24(3), pp.528–548.
- Topp, G., Davis, J. y Annan, A., 1980. Electromagnetic Determination of Soil Water Content Using TDR: II. Evaluation of Installation and Configuration of Parallel Transmission Lines. *Soil Science Society of America Journal*, 46, pp.678–684.
- Tsourlos, P., Vargemezis, G., Fikos, I.Tsokas, G.N., 2014. DC geoelectrical methods applied to landfill investigation: case studies from Greece. *First Break*, 32(8), pp.81–89.
- UE, 2000. *Directiva 2000/60/CE del Parlamento europeo y del Consejo, de 23 de Octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario de actuación en el ámbito de la política de aguas*.
- Vanderborght, J., Kemna, A., Hardelauf, H., y Vereecken, H., 2005. Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study. *Water Resources Research*, 41(6), 23 pp.
- Vereecken, H., Binley, A., Cassiani, G., Revil, A. y Titov, K. eds., 2006. *Applied Hydrogeophysics*, Amsterdam: Springer.
- Voigt, H., Heinkele, T., Jahnke, C. y Wolter, R., 2004. Characterization of groundwater vulnerability to fulfill requirements of the water framework directive of the European. *Geofísica Internacional*, 43(4), pp.567–574.
- Vrba, J. y Zaporozec, A., 1994. *Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability. International Contributions to Hydrogeology*, Hannover: International Association of Hydrogeologists.
- de Vries, J. y Simmers, I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges.

Hydrogeology Journal, 10(1), pp.5–17.

Ward, S.H., 1991. Resistivity and Induced Polarization Methods. En *Geotechnical and Environmental Geophysics. Volume I*. Washington: Society of Exploration Geophysicists, pp. 147–190.

ANEXOS

Producción científica

Cálculo del nivel piezométrico

Sondeos de investigación y pozos

Modelos SEV

***T* de Dar Zarrouk**

***S* de Dar Zarrouk**

Tiempos de tránsito

Concentración nitratos vs *S* de Dar Zarrouk

Cálculo de resistividad en perfiles ERT paramétricos

Secciones geoelectricas meandro de Ca n'Albareda

Comparación resultados de inversión

Secciones geoelectricas balsa de Ca n'Albareda

Curvas granulométricas balsa de Ca n'Albareda

Perfiles time-lapse recarga balsa de Ca n'Albareda

Caracterización geoelectrica inicial balsa Sant Vicenç

Anexos**Anexo 1. Producción científica**

La producción científica de la presente tesis se expone a continuación:

Publicaciones en revistas indexadas

Autores: Sendrós, A.; Diaz, Y.; Himi, M.; Tapias, J.C.; Rivero, L.; Font, X.; Casas, A
Título: An evaluation of aquifer vulnerability in two nitrate sensitive areas of Catalonia (NE Spain) based on electrical resistivity methods
Revista: Environmental Earth Sciences **Volumen:** 71 (1) **Páginas:** 77-84
ISSN: 1866-6280
Fecha: Enero de 2014
Enlace electrónico: <http://link.springer.com/article/10.1007%2Fs12665-013-2696-1>
Base de datos de indexación: Science Citation Index (SCI) **Factor de impacto:** 1.572

Publicaciones en libros

Autores: Sendrós, A.; Gallardo, H.; Himi, M.; Lovera, R.; Tapias, J.C.; Casas, A.
Título: Hydrogeophysical characterisation of artificial recharge basins on the Llobregat River Barcelona, Spain
Libro: Near Surface Geoscience 2011
ISBN: 978-90-73834-15-6
Páginas: 34-38
Editorial: EAGE
Fecha: Septiembre de 2011
Lugar de publicación: Houten (PAÍSES BAJOS)
Enlace electrónico: <http://toc.proceedings.com/21076webtoc.pdf>

Autores: Gallardo, H.; Sendrós, A.; Himi, M.; Lovera, R.; Tapias, J.C.; Casas, A.
Título: Caracterización Hidrogeofísica de las balsas de Recarga Artificial del río Llobregat (Barcelona, España)
Libro: Temas actuales de la Hidrología Subterránea. Temas emergentes en la Gestión de las Aguas Subterráneas.
ISBN: 978-987-27407-0-2
Páginas: 11-18
Editorial: Asociación Internacional de Hidrogeólogos. Grupo Argentino
Fecha: Noviembre de 2011
Lugar de publicación: Buenos Aires (ARGENTINA)

Autores: Sendrós, A.; Himi, M.; Lovera, R.; Rivero, L.; Tapias, J.C.; Casas, A.; Gallardo, H.; Marguá, E.; Queralt, I.

Título: Balsas de infiltración del río Llobregat

Libro: Experiencias prácticas de reutilización en el marco del programa Consolider-Tragua

ISBN: 978-84-695-4014-5

Páginas: 17-25

Editorial: TRAGUA (IMDEA AGUA)

Fecha: 2012

Lugar de publicación: Madrid (ESPAÑA)

Enlace electrónico: <http://www.consolider-tragua.com/documentos/experiencias.pdf>

Autores: Sendrós, A.; Díaz, Y.; Himi, M.; Tapias, J.C.; Rivero, L.; Pinto, V.; Casas, A.

Título: Correlation of Dar Zarrouk parameters with hydraulic properties in Valls basin (Catalonia, NE Spain)

Libro: Near Surface Geoscience 2012

ISBN: 978-1-62993

Páginas: 274-278

Editorial: EAGE

Fecha: Setiembre de 2012

Lugar de publicación: Houten (PAÍSES BAJOS)

Enlace electrónico: <http://toc.proceedings.com/21070webtoc.pdf>

Autores: Sendrós, A.; Himi, M.; Lovera, R.; Casado, I.; Casas, A.

Título: Estimating recharge potential and preferential flow paths in a meander close to a recharge pond using ERT

Libro: Near Surface Geoscience 2013

ISBN: 978-1-62993-774-8

Páginas: 370-374

Editorial: EAGE

Fecha: Setiembre de 2013

Lugar de publicación: Houten (PAÍSES BAJOS)

Enlace electrónico: <http://toc.proceedings.com/21062webtoc.pdf>

Contribuciones a Congresos

Autores: Sendrós, A.; Díaz, Y.; Himi, M.; Tapias, J.C.; Rivero, L.; Pinto, V.; Font, X.; Casas, A.

Título: Applying Dar Zarrouk parameters for groundwater studies in Valls basin (Catalonia, NE Spain)

Tipo de participación: Presentación de comunicación

Congreso: 6th International Conference of Applied Geophysics for Environment and Territorial Engineering

Lugar de celebración: Iglesias (ITALIA) **Fecha:** 28-30 de abril de 2011

Autores: Sendrós, A.; Gallardo, H.; Ortiz-Quintana, H.; Himi, M.; Lovera, R.; Tapias, J.C.; Casas, A.

Título: Characterization of the subsurface of Recharge Ponds at Llobregat river near Barcelona by combining hydrogeological and electrical resistivity methods

Tipo de participación: Poster

Congreso: EAGE Near Surface Geoscience 2011

Lugar de celebración: Leiceste (INGLATERRA) **Fecha:** 12-14 de setiembre de 2011

Autores: Casas, A.; Sendrós, A.; Gallardo, H.; Himi, M.; Lovera, R.; Tapias, J.C.

Título: Hydrogeophysical characterisation of artificial recharge basins on the Llobregat river Barcelona

Tipo de participación: Poster

Congreso: EAGE Near Surface Geoscience 2011

Lugar de celebración: Leicester (INGLATERRA) **Fecha:** 12-14 de setiembre de 2011

Autores: Gallardo, H.; Sendrós, A.; Himi, M.; Lovera, R.; Tapias, J.C.; Casas, A.

Título: Caracterización hidrogeofísica de las balsas de recarga artificial del río Llobregat (Barcelona, España)

Tipo de participación: Ponencia

Congreso: VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispanolatinoamericano sobre temas actuales de la Hidrología Subterránea

Lugar de celebración: Salta (ARGENTINA) **Fecha:** 18-21 de octubre de 2011

Autores: Sendrós, A.; Díaz, Y.; Himi, M.; Tapias, J.C.; Rivero, L.; Pinto, V.; Casas, A.

Título: Correlation of Dar Zarrouk parameters with hydraulic properties in Valls basin (Catalonia, NE Spain)

Tipo de participación: Poster

Congreso: EAGE Near Surface Geoscience 2012

Lugar de celebración: Paris (FRANCIA) **Fecha:** 3-5 de setiembre de 2012

Autores: Sendrós, A.; Himi, M.; Lovera, R.; Casado, I.; Casas, A.

Título: Estimating Recharge Potential and Preferential Flow Paths in a Meander Close to a Recharge Pond Using ERT

Tipo de participación: Poster

Congreso: EAGE Near Surface Geoscience 2013

Lugar de celebración: Bochum (ALEMANIA) **Fecha:** 9-11 de setiembre de 2013

Presentaciones en conferencias invitadas y otras comunicaciones

Autores: Sendros, A.

Título: Caracterización de parámetros hidrogeológicos con técnicas geofísicas

Tipo de participación: Ponencia

Evento: Setmana de la Ciència 2011 – Facultat de Geologia (UB)

Lugar de celebración: Barcelona (ESPAÑA) **Fecha:** 15 de noviembre de 2011

Autor: Sendros, A.

Título: Using electrical resistivity methods for assessing groundwater vulnerability

Tipo de participación: Conferencia invitada

Evento: Water and Sea Workshop 2013

Lugar de celebración: Barcelona (ESPAÑA) **Fecha:** 10 de octubre de 2013

Autor: Sendrós, A.

Título: Assessment of hydro-geological parameters by geophysical methods

Tipo de participación: Conferencia invitada

Evento: Symposium 2013: Groundwater hidden, strategic and global resource (IdRA-UB)

Lugar de celebración: Barcelona (ESPAÑA) **Fecha:** 24 de octubre de 2013

Autores: Sendros, A.

Título: Uso de métodos geofísicos para la caracterización hidrogeológica

Tipo de participación: Ponencia

Evento: Setmana de la Ciència 2013 – Facultat de Geologia (UB)

Lugar de celebración: Barcelona (ESPAÑA) **Fecha:** 20 de noviembre de 2013

Autores: Sendros, A.; Gallardo, H.; Nogueras, X.

Título: Suelo y aguas subterráneas. Una aproximación interdisciplinaria

Tipo de participación: Ponencia

Evento: 2ª Jornada de Investigadores Predoctorales (UB)

Lugar de celebración: Barcelona (ESPAÑA) **Fecha:** 6 de febrero de 2014

Anexo 2. Cálculo del nivel piezométrico

Tabla A2.1. Valores piezométricos usados para la elaboración del mapa piezométrico de la Cuenca de Valls.

Toponimia	Fecha medida nivel	X UTM ETR89 (m)	Y UTM ETRS89 (m)	Nivel (msnm)
Piezómetro Alcover	15/04/2008	348408	4569698	163
Piezómetro Bràfim	15/04/2008	359042	4568765	232
Piezómetro Selva 1	15/04/2008	344529	4564228	170
Piezómetro Selva 2	15/04/2008	344312	4563517	161
Piezómetro Vallmoll	15/04/2008	354564	4565231	140
Piezómetro Vilardida	02/02/2007	362642	4572014	214
QLSub 240-K.11	07/04/2008	353100	4564131	114
QLSub Bovila	07/04/2008	349634	4562423	82
Pozo Palau Reig de Dalt	15/04/2008	355332	4576008	218

Una subrutina extrae la cota piezométrica (z) de cada uno de los SEV (con coordenadas x, y) a partir del mapa piezométrico en formato vectorial (.grd):

```
Private Sub Command1_Click()
Dim grid(3500, 4200) As Single
archivo$ = "F:\Practica_valls\raster_mdt\grid\piezometria_valls.grd"
Call GRD(archivo$, nfil, ncol, xutminf, xutmsup, yutminf, yutmsup, zmin, zmax, grid(), 1)
ix# = (xutmsup - xutminf) / (ncol - 1)
Open "F:\Practica_valls\sondeig_valls\tmp\valls.dat" For Input As #1
Open "F:\Practica_valls\sondeig_valls\tmp\vallsZ.dat" For Output As #2
While Not EOF(1)
Input #1, posx#, posy#
coln = Fix((posx# - xutminf) / ix# + 1)
filn = Fix((posy# - yutminf) / ix# + 1)
Print #2, grid(filn, coln)
Wend
Close
MsgBox "fin"
End Sub
Sub GRD(archivo$, nfil, ncol, xutminf, xutmsup, yutminf, yutmsup, zmin, zmax, grid() As Single, CASO%)
'MsgBox archivo$
Select Case CASO%

Case 1 'Lectura
Open archivo$ For Input As #1
Line Input #1, a$
Input #1, ncol, nfil
Input #1, xutminf, xutmsup
ix = (xutmsup - xutminf) / (ncol - 1)
Input #1, yutminf, yutmsup
iy = (yutmsup - yutminf) / (nfil - 1)
Input #1, zmin, zmax
'y = yutminf
y = yutmsup
zmin = 1E+31
zmax = -1E+31
'For i% = nfil To 1 Step -1
For i% = 1 To nfil
```

```

For j% = 1 To ncol
  Input #1, grid(i%, j%)
  If grid(i%, j%) < zmin Then zmin = grid(i%, j%)
  If grid(i%, j%) > zmax Then zmax = grid(i%, j%)
Next
Line Input #1, a$
Next
Close #1
Case 2 'Salida
zmin = 1E+31
zmax = -1E+31
'For i% = nfil To 1 Step -1
For i% = 1 To nfil '1 Step -1
  For j% = 1 To ncol
    If grid(i%, j%) < zmin Then zmin = grid(i%, j%)
    If grid(i%, j%) < 1.7E+35 Then If grid(i%, j%) > zmax Then zmax = grid(i%, j%)
  Next
Next
Open archivo$ For Output As #1
Print #1, "DSAA"
v1$ = Right$(Str$(ncol), Len(Str$(ncol)) - 1)
v2$ = Right$(Str$(nfil), Len(Str$(nfil)) - 1)
Print #1, v1$; " "; v2$
If xutminf >= 0 Then v1$ = Right$(Str$(xutminf), Len(Str$(xutminf)) - 1) Else v1$ =
Str$(xutminf)
If xutmsup >= 0 Then v2$ = Right$(Str$(xutmsup), Len(Str$(xutmsup)) - 1) Else v1$ =
Str$(xutmsup)
Print #1, v1$; " "; v2$
If yutminf >= 0 Then v1$ = Right$(Str$(yutminf), Len(Str$(yutminf)) - 1) Else v1$ =
Str$(yutminf)
If yutmsup >= 0 Then v2$ = Right$(Str$(yutmsup), Len(Str$(yutmsup)) - 1) Else v2$ =
Str$(yutmsup)
Print #1, v1$; " "; v2$
If zmin >= 0 Then v1$ = Right$(Str$(zmin), Len(Str$(zmin)) - 1) Else v1$ = Str$(zmin)
If zmax >= 0 Then v2$ = Right$(Str$(zmax), Len(Str$(zmax)) - 1) Else v2$ = Str$(zmax)
Print #1, v1$; " "; v2$
'For i% = nfil To 1 Step -1
For i% = 1 To nfil
  k% = 0
  For j% = 1 To ncol
    k% = k% + 1
    If grid(i%, j%) > 10000000 Then
      valor$ = "1.70141E+38"
    Else
      If grid(i%, j%) >= 0 Then valor$ = Right$(Str$(grid(i%, j%)), Len(Str$(grid(i%, j%))) - 1)
    Else valor$ = Str$(grid(i%, j%))
  End If

  If k% > 8 Then k% = 0: Print #1, valor$; " ": C% = 0 Else Print #1, valor$; " ";; C% = 1
Next
If C% = 0 Then Print #1, "" Else Print #1, "": Print #1, ""
Next
Close #1
End Select
End Sub

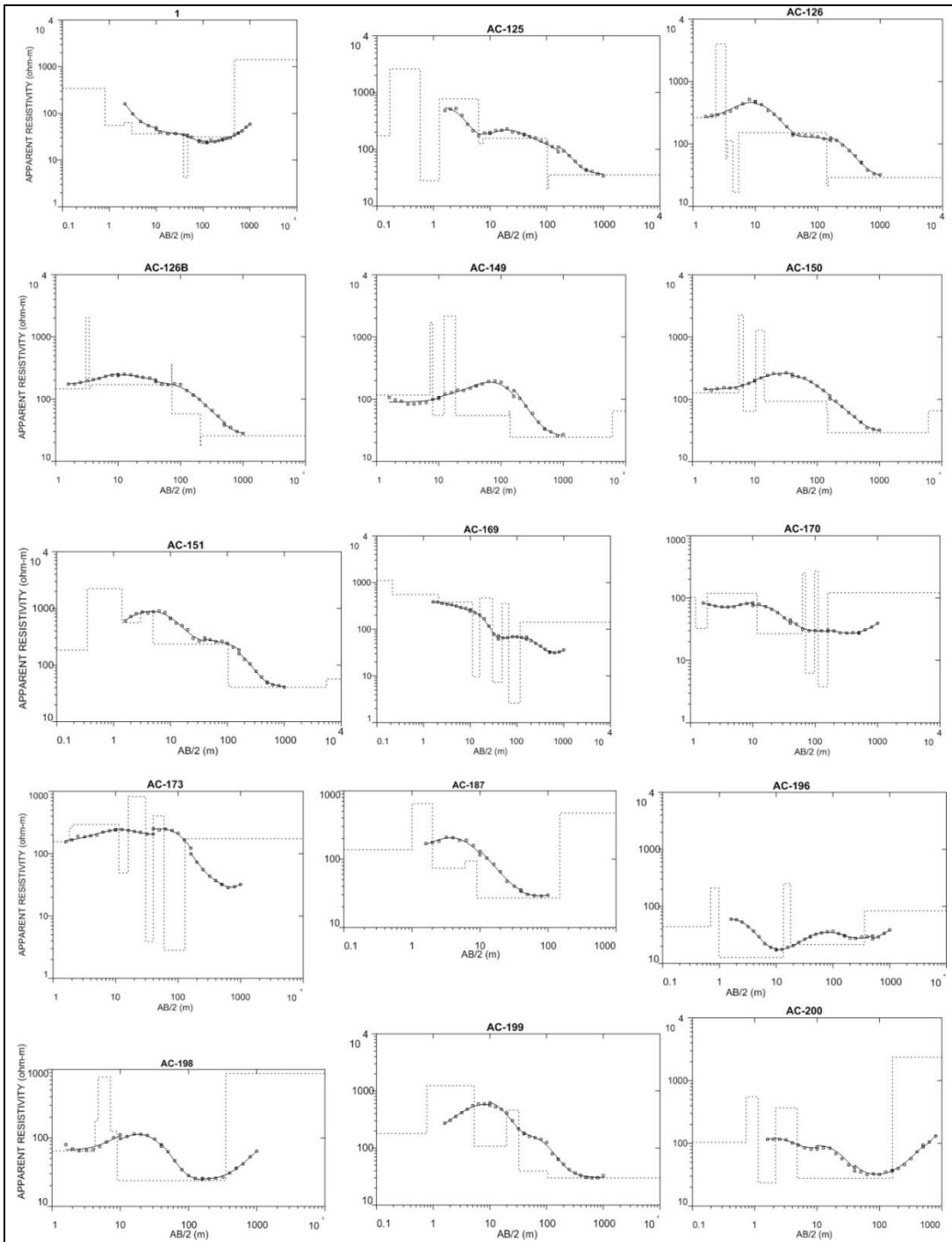
```

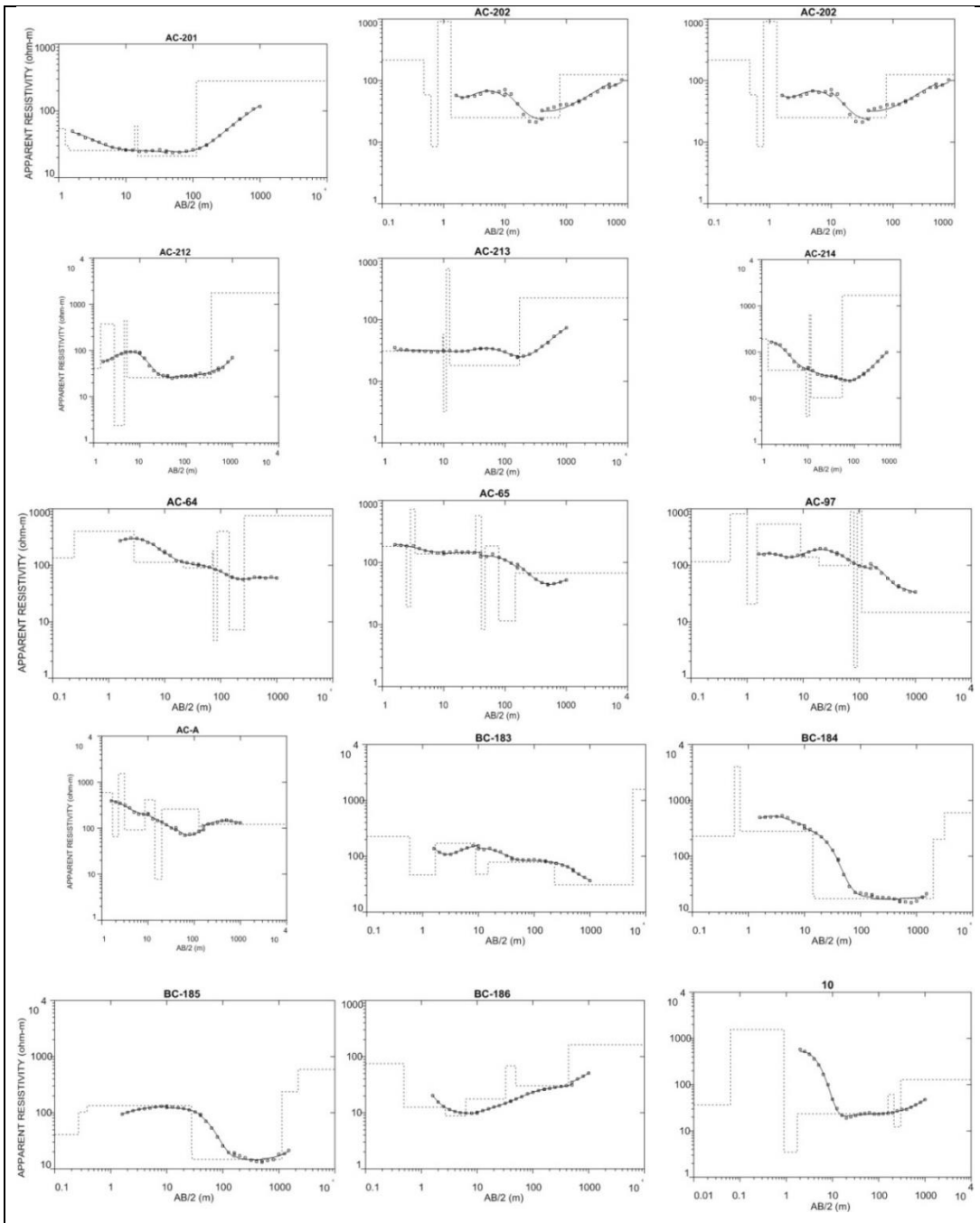
Anexo 3. Sondeos de investigación y pozos

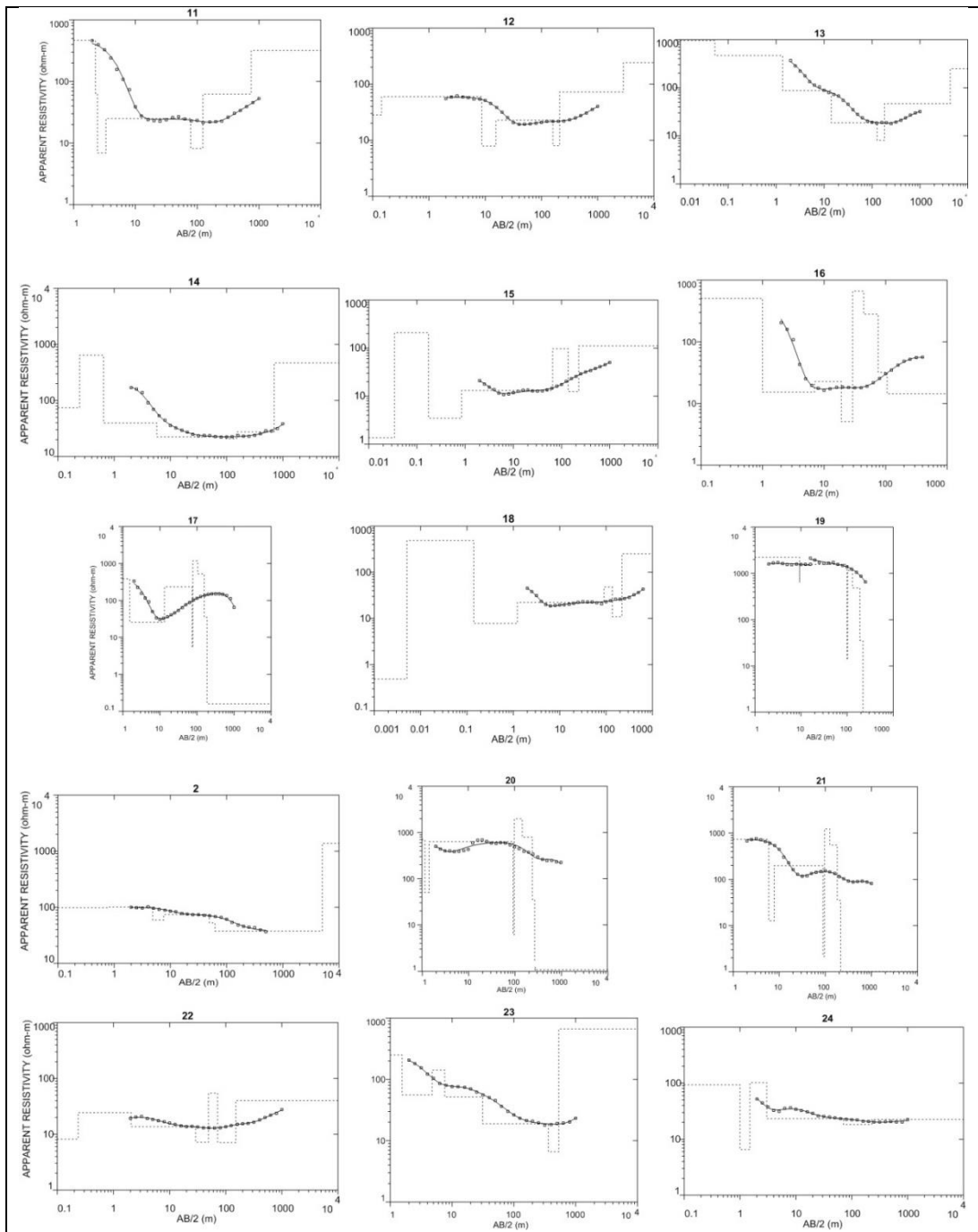
Tabla A3.1. Inventario de sondeos de investigación y pozos de la zona de estudio

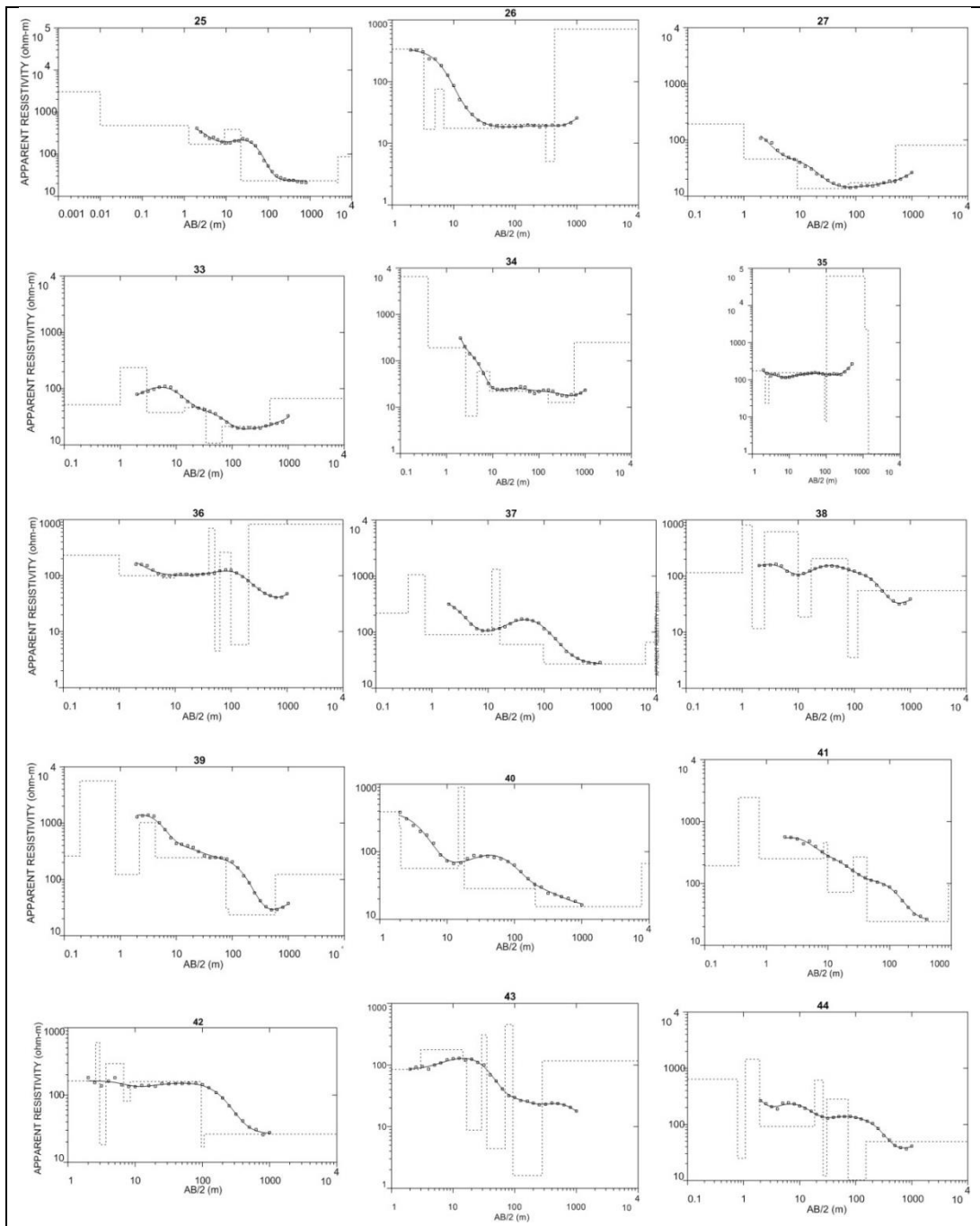
Toponimia	X UTM ETRS89 (m)	Y UTM ETRS89 (m)	Cota (msnm)	Profundidad (m)	Información litológica
MOP 10	356606	4578926	344	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
MOP 21	363161	4582836	378	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
MOP 46	348408	4569698	185	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 48	357829	4572562	245	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 49	355052	4569393	179	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 52	354511	4565220	151	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 53	358549	4565278	157	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 54	355624	4559617	156	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 55	356739	4562171	165	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 56	351737	4567052	118	100	Correlacionable con la información de los SEV
MOP 31	358829	4558748	109	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
MOP 35	362642	4572014	215	100	No utilizable por la falta de precisión en la situación del sondeo
MOP 36	362760	4576058	263	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
MOP 37	359042	4568765	259	100	Problemas con la correlación con los SEV (diferencias de cota y/o distancias entre SEV y sondeo grandes)
Pou Pol. Palau Reig de Dalt	355332	4576008	289	180	Correlacionable con la información de los SEV
Masies de la Torre SL	363811	4567703	245	180	No utilizable por la falta de precisión en la situación del sondeo
Pou Nou El Serralat	349266	4571865	196	91	Correlacionable con la información de los SEV
Pou Nou Comunitat Regants Vilasec i Cogoll	346871	4569019	220	100	Correlacionable con la información de los SEV
Pou Adisbe Internationa SL	356880	4562801	176	140	Sin información litológica
Pou 2 SCA Hygiene Paper España SL	356452	4571315	227	64	Sin información litológica
Valls Química Pou Nou	355255	4575098	270	82 (bomba)	Correlacionable con la información de los SEV
Campo de aviacion Valls	355707	4573692	258	184	Correlacionable con la información de los SEV

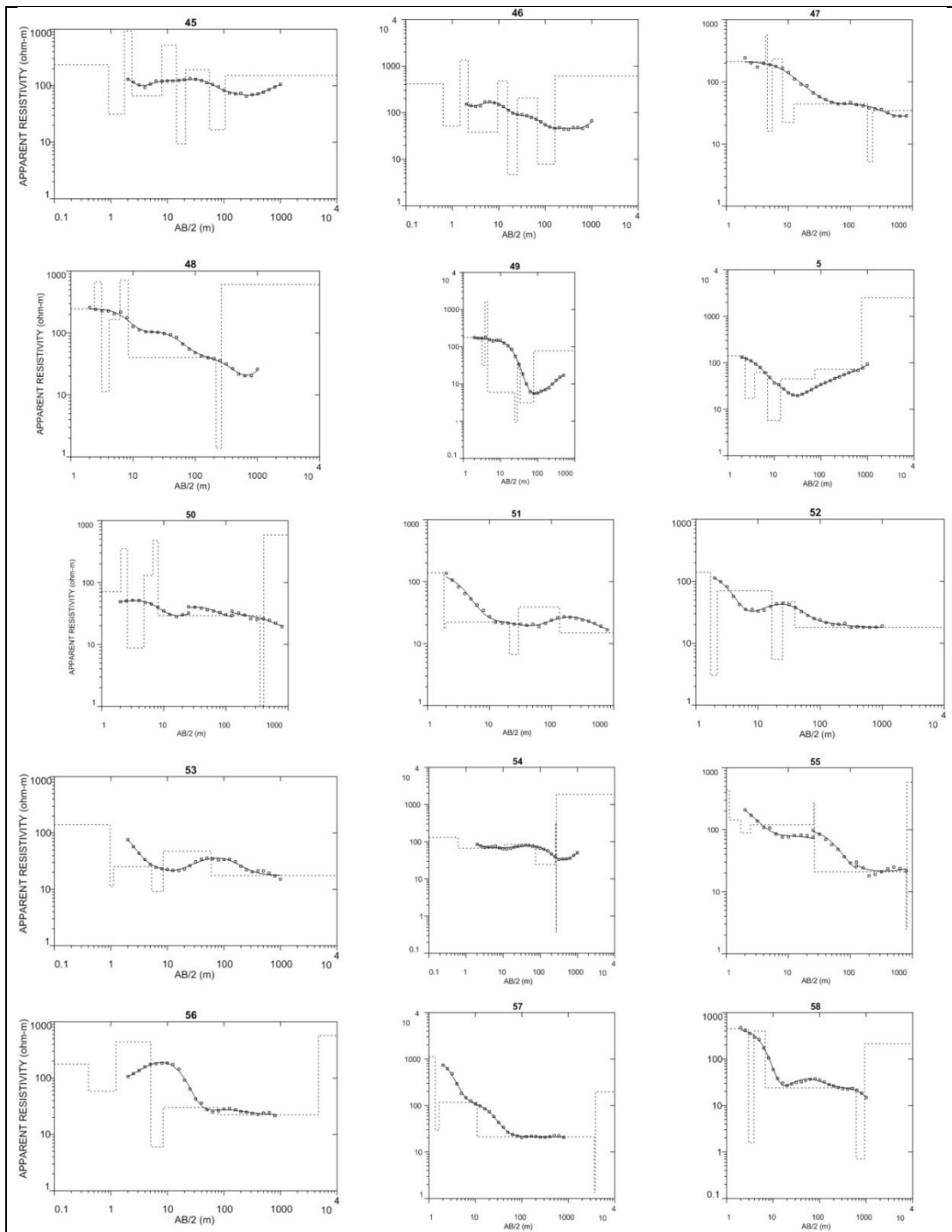
Anexo 4. Modelos SEV

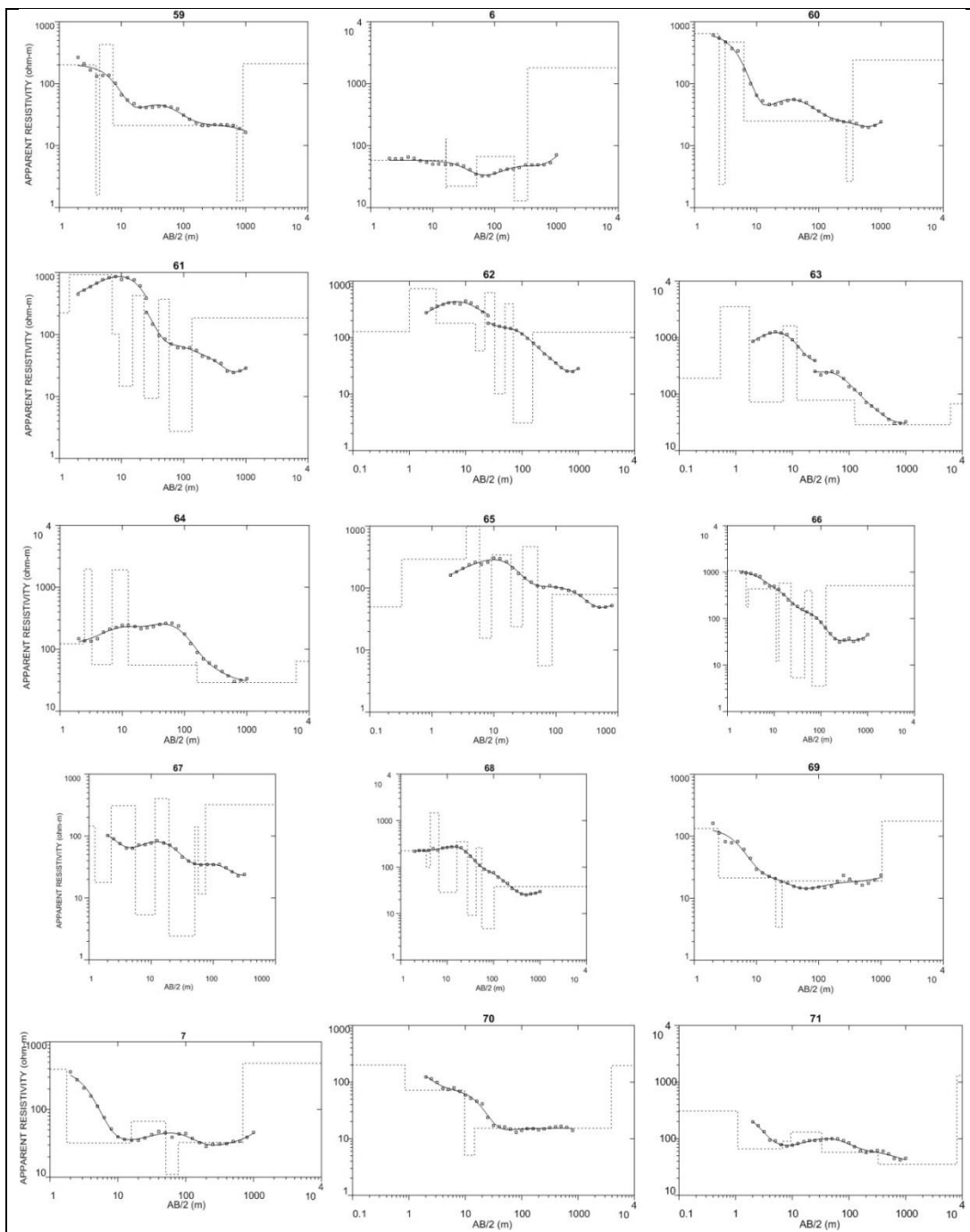


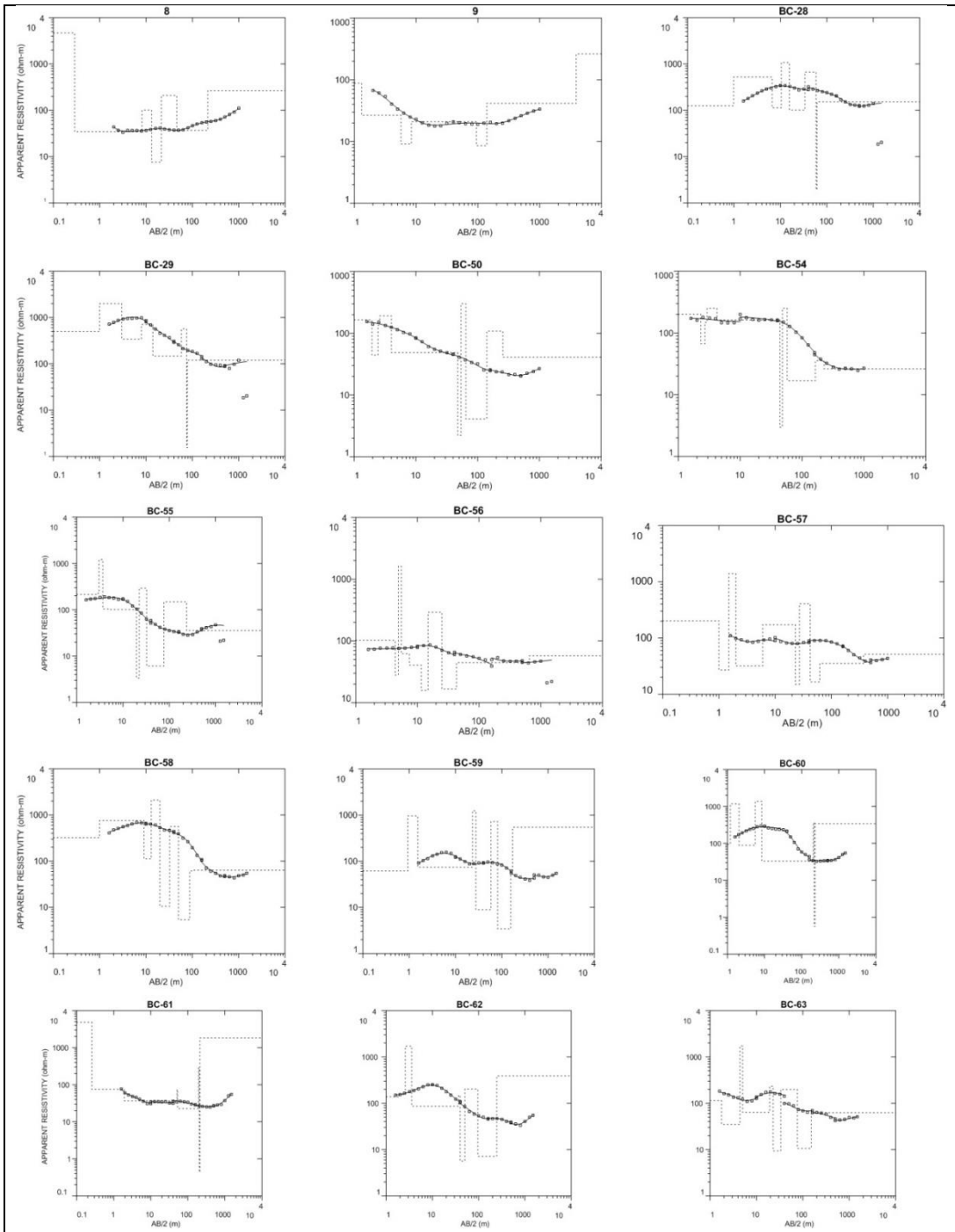


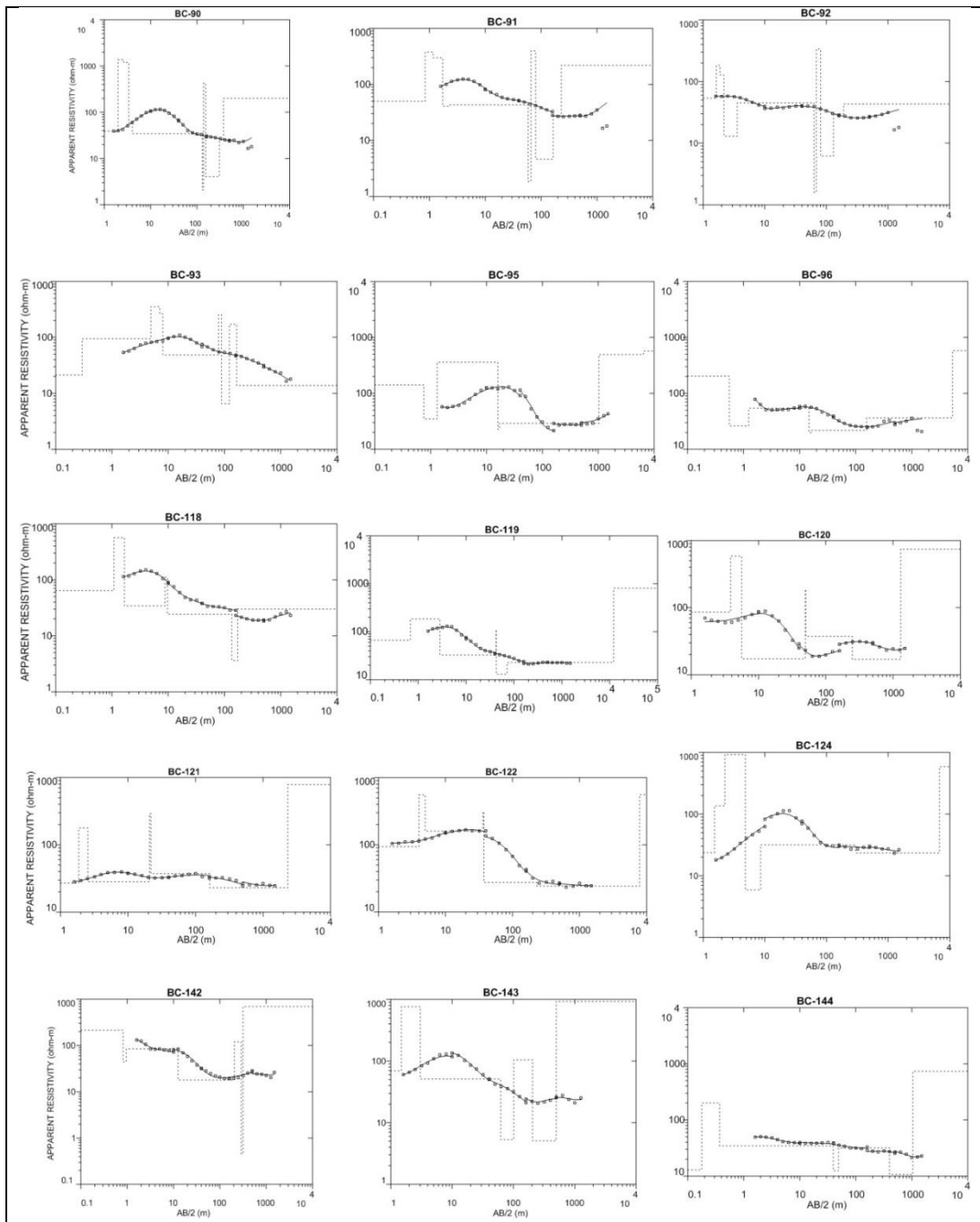


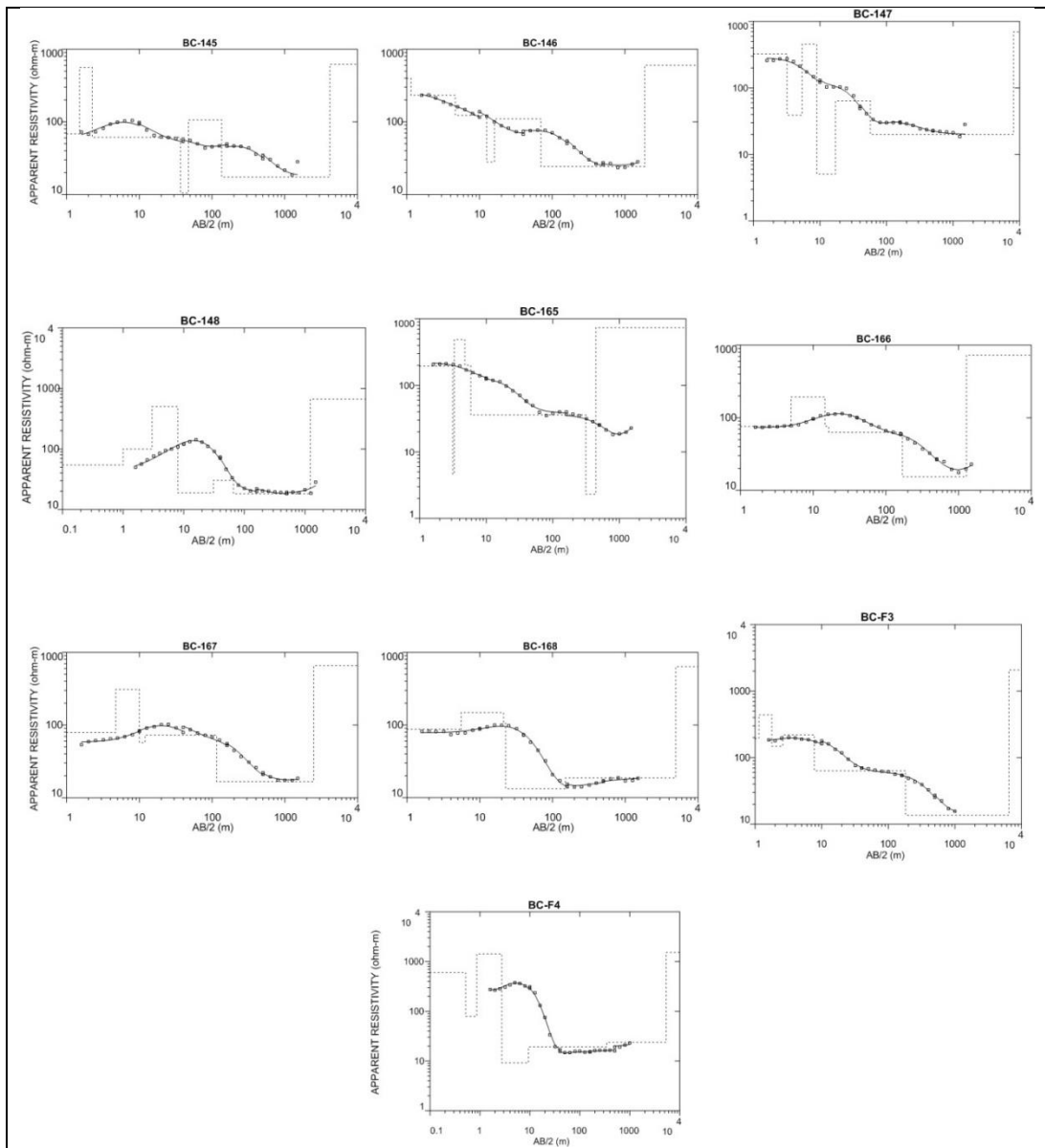












Anexo 5. *T* de Dar Zarrouk

Una subrutina calcula el parámetro *T* de Dar Zarrouk desde la cota piezométrica (*np*) hasta los 100 metros de profundidad dado un modelo SEV en formato *.xls:

Sub T()

cota = Cells(2, 6)
np = Cells(2, 7)

'Cálculo de la transmisividad hidráulica por exceso (h>100 m)

'Cálculo de la potencia total del modelo y condición potencia modelo superior a 100m

Htotal = 0
 For i = 1 To 100
 Htotal = Htotal + Cells(i + 2, 4)
 If Htotal > 100 Then GoTo 1
 Next i

'Cálculo de la *T* de la parte de electrocapa comprendida entre los 100 m de profundidad y el techo de la misma: np (h<cota-np)

1
 th = (Cells(i + 2, 4) - Htotal + 100) * Cells(i + 2, 3)
 limith = i + 1

'Cálculo de la *T* de la parte de electrocapa comprendida entre el np y la base de la misma: np (h<cota-np)

Htotal = 0
 For i = 1 To 100
 Htotal = Htotal + Cells(i + 2, 4)
 If Htotal >= cota - np Then GoTo 2
 Next i
2
 tnp = (Htotal - cota + np) * Cells(i + 2, 3)
 limitnp = i + 3
 t = 0
 If limitnp <= limith Then

'Cálculo de la *T* de las electrocapas situadas entre el np y 100m

 For i = limitnp To limith
 t = t + Cells(i, 3) * Cells(i, 4)
 Next i

 Elseif limitnp - limith = 2 Then
 t = (100 - (cota - np)) * Cells(limitnp - 1, 3)
th = 0
tnp = 0
 Else
 t = 0
 End If
 t = t + th + tnp
 If cota - np >= 100 Then t = 0
 Cells(3, 7).Value = t
End Sub

Tabla A5.1. Valores de la T de Dar Zarrouk calculados para los modelos SEV del estudio, evaluados desde la cota piezométrica hasta los 100 m de profundidad. También se incluye la posición aproximada de los SEV y el error cuadrático medio del modelo

Id SEV	X (m) ETRS89 31N	Y (m) ETRS89 31N	Cota (msnm)	np (msnm)	Error Modelo SEV (%)	T de Dar Zarrouk
1	354754	4559873	109	108	3.0	7901.3
AC-125	356794	4574990	273	235	5.8	9720.3
AC-126	357725	4576757	306	238	4.4	4919.1
AC-126b	358006	4575993	290	237	3.2	5043.5
AC-149	358891	4574486	277	232	5.8	3036.2
AC-150	360017	4575780	306	233	2.1	2499.1
AC-151	360807	4576781	323	233	4.6	2392.1
AC-169	361261	4574892	322	228	2.3	15.9
AC-170	362031	4576347	294	230	1.6	2224.6
AC-173	360973	4573511	290	226	2.3	100.5
AC-187	362727	4572605	238	216	3.6	2114.9
AC-196	360521	4569750	245	226	2.1	1715.6
AC-197	361257	4571290	249	222	3.5	1969.2
AC-198	362695	4571118	217	215	4.3	4509.1
AC-199	361300	4572337	263	222	4.5	2333.6
AC-200	361513	4568722	254	217	2.6	1756.3
AC-201	362762	4569895	208	207	2.3	2206.4
AC-202	364034	4571469	270	213	8.6	523.1
AC-203	364929	4572149	309	214	3.7	0.0
AC-212	363288	4574280	310	222	4.1	300.1
AC-213	364296	4575107	353	223	2.8	0.0
AC-214	364875	4573268	294	217	3.9	0.0
AC-64	353727	4575881	297	231	1.9	6325.5
AC-65	354365	4576490	311	236	2.5	924.5
AC-97	355498	4575809	283	238	2.8	19465.4
AC-A	352448	4576811	366	228	4.4	0.0
BC-183	352430	4559633	78	77	2.1	8226.5
BC-184	349573	4559663	82	81	7.6	5192.6
BC-185	350028	4560636	83	82	5.8	4624.1
BC-186	353122	4561471	92	91	1.1	3192.4
n10	356392	4564601	163	150	4.8	2044.1
n11	354824	4563401	131	125	5.9	1994.0
n12	354220	4564169	161	124	1.9	1434.3
n13	355938	4565613	178	156	2.9	1444.4
n14	357111	4566467	217	180	3.2	2260.0
n15	357540	4565232	180	169	2.8	4097.7
n16	358745	4564722	152	151	5.6	20087.6
n17	359121	4564046	180	169	6.4	41330.7
n18	358179	4566423	193	190	3.1	2408.2
n19	360470	4563721	182	174	3.7	144350.3
n2	353887	4560713	99	98	2.4	5736.7
n20	360423	4564559	209	181	9.3	43479.8
n21	359909	4564896	162	161	3.1	24640.6
n22	357432	4567252	239	194	1.7	1453.5
n23	356189	4567402	203	182	2.1	1806.9
n24	355015	4569003	186	185	2.4	2267.0
n25	354427	4567439	215	165	7.1	1153.6
n26	355064	4566651	185	159	3.6	1430.7
n27	354003	4565691	159	137	5.0	1153.5
n28	355663	4568306	221	188	3.3	1303.7
n29	353983	4568426	170	169	4.3	2401.7
n3	353129	4561129	92	91	3.1	4851.2
n30	356286	4569156	236	202	6.1	1517.3
n31	357192	4568355	232	205	3.4	1399.7
n32	358093	4568925	248	221	3.7	1504.0

Id SEV	X (m) ETRS89 31N	Y (m) ETRS89 31N	Cota (msnm)	np (msnm)	Error Modelo SEV (%)	T de Dar Zarrouk
n33	358814	4568067	250	219	3.9	1220.0
n34	357345	4569714	254	217	5.9	1398.5
n35	360578	4563375	115	114	5.3	14182.4
n36	354365	4575705	285	233	3.9	9424.0
n37	356427	4573026	252	226	2.3	4400.0
n38	355672	4575418	270	236	3.1	8952.5
n39	355351	4574016	258	228	5.6	12029.0
n4	360110	4562883	137	136	4.7	16720.7
n40	355420	4572453	243	219	5.1	2146.0
n41	354721	4573149	246	220	4.0	5878.8
n42	356801	4574904	272	235	5.8	9500.0
n43	355967	4571539	237	217	3.4	12804.0
n44	355077	4576731	313	239	3.7	261.7
n45	353287	4576003	307	229	3.8	2685.0
n46	353048	4575079	280	224	3.1	363.1
n47	353671	4574239	256	222	5.5	2919.5
n48	352705	4574031	259	216	4.5	2294.2
n49	352000	4575580	313	222	3.8	0.0
n5	355582	4562100	129	125	2.1	4853.9
n50	351945	4573203	235	207	3.8	2111.2
n51	355129	4571200	227	209	5.7	2866.6
n52	355570	4570317	205	204	3.8	1825.1
n53	354021	4570190	204	193	5.7	2317.4
n54	350255	4572692	189	188	4.1	6710.2
n55	351404	4571707	215	193	8.1	2174.8
n56	351114	4569478	136	135	4.0	4299.9
n57	352211	4570727	185	184	3.8	3377.7
n58	352868	4569517	209	179	5.8	4256.1
n59	352376	4568418	194	164	10.3	1476.6
n6	355795	4563597	137	136	6.2	4920.3
n60	352734	4567641	194	156	5.8	1549.0
n61	357072	4572504	246	226	5.2	8350.6
n62	357875	4573056	251	229	3.9	15072.7
n63	357308	4573915	260	231	5.7	5569.9
n64	358115	4574185	270	232	7.3	3451.5
n65	359055	4573698	267	230	4.0	6921.7
n66	359563	4572682	276	228	5.2	
n67	358462	4572078	273	228	2.8	1212.0
n68	360636	4572483	266	225	2.6	3735.5
n69	353281	4564636	139	122	11.7	1497.2
n7	354030	4562100	119	113	5.5	3648.7
n70	352579	4563528	116	109	7.3	1541.0
n71	353455	4560063	91	90	5.4	7567.4
n8	357426	4563275	141	140	2.1	7908.4
n9	355230	4564993	174	140	3.0	1314.2
BC-28	347431	4571217	242	182	2.4	3.7
BC-29	349058	4572091	172	131	5.5	12169.6
BC-50	345433	4564934	204	162	2.7	3584.6
BC-54	344974	4563941	203	163	4.5	3696.9
BC-55	345080	4565501	229	166	2.8	3493.1
BC-56	346161	4566891	215	162	2.9	2082.2
BC-57	347230	4567775	204	160	2.2	1639.2
BC-58	348328	4568997	191	164	3.9	11122.4
BC-59	349121	4570043	176	172	3.3	23946.1
BC-60	349936	4571266	161	160	4.1	8222.6
BC-61	350866	4572444	202	197	3.3	2885.2
BC-62	351861	4573769	254	211	3.2	9324.0
BC-63	352590	4575067	291	222	3.8	1638.1

Id SEV	X (m) ETRS89 31N	Y (m) ETRS89 31N	Cota (msnm)	<i>np</i> (msnm)	Error Modelo SEV (%)	T de Dar Zarrouk
BC-90	345679	4563622	184	150	2.4	2279.0
BC-91	346654	4564916	180	146	1.8	6763.8
BC-92	346732	4565464	186	149	1.3	5242.9
BC-93	348682	4566935	176	146	3.7	4982.9
BC-94	349377	4567922	163	154	1.9	9602.4
BC-95	350154	4569140	154	153	4.9	7698.3
BC-96	351542	4570083	163	162	4.0	2594.5
BC-117	344625	4560098	137	135	2.7	3114.9
BC-118	345556	4561145	150	132	3.8	2004.1
BC-119	346467	4562343	148	129	2.8	1852.3
BC-120	347420	4563727	151	126	4.8	2429.8
BC-121	348336	4564775	142	126	3.2	3336.7
BC-122	349343	4566223	152	136	3.8	5337.3
BC-123	350445	4566955	130	129	2.8	5051.7
BC-124	350843	4568012	123	122	4.9	5447.0
BC-142	345784	4559231	109	108	6.3	2556.7
BC-143	346478	4560229	122	119	4.3	3382.3
BC-144	347599	4561489	121	110	2.5	2711.5
BC-145	348375	4562623	122	103	5.0	6753.3
BC-146	348885	4564062	128	112	3.0	6642.0
BC-147	350360	4565169	117	116	5.2	5850.3
BC-148	351267	4566026	106	105	5.6	4812.3
BC-165	347276	4559461	105	104	4.3	4725.3
BC-166	348213	4560426	102	101	3.5	7548.8
BC-167	349024	4561949	108	92	3.6	6107.3
BC-168	350681	4562794	89	88	4.2	3911.7
BC-F3	351998	4558860	44	43	2.6	7416.8
BC-F4	351894	4560395	55	54	4.6	4272.7

Anexo 6. S de Dar Zarrouk

Una subrutina calcula la S de Dar Zarrouk de cada uno de los modelos SEV desde la superficie del terreno hasta el nivel piezométrico:

```
Private Sub Command1_Click()

'F:\macro_S\Calculo_S\Calculo_S
Dim xutm(150), yutm(150), z(150), cotap(150), res(20), esp(20), s(20)
Dim id$(150)
Open "F:\macro_S\Calculo_S\Calculo_S\id_sev.dat" For Input As #1
Open "F:\macro_S\Calculo_S\Calculo_S\inp_sev.dat" For Input As #2
n% = 0
While Not EOF(1)
n% = n% + 1
Input #1, id$(n%), xutm(n%), yutm(n%), z(n%)
Input #2, a$, a, cotap(n%)
Wend
Close
Open "F:\macro_S\Calculo_S\Calculo_S\resultados_S.dat" For Output As #2
For i% = 1 To n%
ar$ = "F:\macro_S\Calculo_S\Calculo_S\modelos\" + id(i%) + ".mdl"
Open ar$ For Input As #1
Line Input #1, a$
Line Input #1, a$
ncapas% = 0
While Not EOF(1)
ncapas% = ncapas% + 1
Line Input #1, a$
Wend
Close #1
Open ar$ For Input As #1
Line Input #1, a$
Line Input #1, a$
z0 = z(i%): z1 = 0
sr = 0
For j% = 1 To ncapas%
If j% < ncapas% Then
Input #1, t, res(j%), esp(j%)
Else
Input #1, t, res(j%)
End If
z0 = z0 - esp(j%)
If z0 > cotap(i%) Then
sr = sr + esp(j%) / res(j%)
z1 = z0
Else
If z1 = 0 Then z1 = z(i%)
sr = sr + (z1 - cotap(i%)) / res(j%)
Exit For
End If
Next
Close #1
Print #2, id$(i%), xutm(i%), yutm(i%), z(i%), cotap(i%), sr
Next

End Sub
```

Tabla A6.1. Valores de la S de Dar Zarrouk calculados para los modelos SEV del estudio, evaluados desde la cota del terreno hasta el nivel piezométrico

Id SEV	S de Dar Zarrouk	Id SEV	S de Dar Zarrouk	Id SEV	S de Dar Zarrouk
1	1.52E-02	n26	1.21E+00	n69	6.99E-01
AC-125	2.37E-01	n27	1.16E+00	n7	1.49E-01
AC-126	4.89E-01	n28	1.55E+00	n70	8.68E-02
AC-126b	3.14E-01	n29	1.50E-02	n71	3.26E-03
AC-149	6.19E-01	n3	1.77E-02	n8	2.07E-02
AC-150	7.42E-01	n30	1.25E+00	n9	1.71E+00
AC-151	3.69E-01	n31	1.03E+00	BC-28	6.76E-01
AC-169	1.37E+01	n32	7.65E-01	BC-29	2.08E-01
AC-170	2.01E+00	n33	6.85E-01	BC-50	8.24E-01
AC-173	4.51E+00	n34	1.66E+00	BC-54	2.45E-01
AC-187	5.61E-01	n35	5.70E-03	BC-55	6.06E+00
AC-196	1.08E+00	n36	5.92E-01	BC-56	1.76E+00
AC-197	8.55E-01	n37	2.86E-01	BC-57	6.68E-01
AC-198	2.92E-02	n38	5.63E-01	BC-58	6.87E-01
AC-199	3.83E-01	n39	1.21E-01	BC-59	4.71E-02
AC-200	1.22E+00	n4	9.17E-03	BC-60	1.05E-02
AC-201	1.84E-02	n40	4.46E-01	BC-61	1.06E-01
AC-202	2.25E+00	n41	2.57E-01	BC-62	1.06E+00
AC-203	2.46E+00	n42	2.69E-01	BC-63	1.64E+00
AC-212	4.00E+00	n43	5.66E-01	BC-90	9.26E-01
AC-213	7.18E+00	n44	8.39E-01	BC-91	7.61E-01
AC-214	4.87E+00	n45	2.37E+00	BC-92	8.86E-01
AC-64	6.70E-01	n46	2.43E+00	BC-93	5.21E-01
AC-65	1.14E+00	n47	7.71E-01	BC-94	9.06E-02
AC-97	3.75E-01	n48	9.73E-01	BC-95	1.23E-02
AC-A	1.40E+00	n49	2.25E+01	BC-96	1.96E-02
BC-183	1.15E-02	n5	8.48E-02	BC-117	4.38E-02
BC-184	3.53E-03	n50	9.70E-01	BC-118	5.58E-01
BC-185	1.22E-02	n51	7.37E-01	BC-119	5.08E-01
BC-186	4.73E-02	n52	7.13E-03	BC-120	1.14E+00
n10	7.26E-01	n53	5.81E-01	BC-121	5.40E-01
n11	2.40E-01	n54	1.05E-02	BC-122	1.14E-01
n12	1.95E+00	n55	1.77E-01	BC-123	2.79E-03
n13	5.88E-01	n56	1.25E-02	BC-124	4.21E-02
n14	1.53E+00	n57	8.93E-04	BC-142	7.51E-03
n15	1.00E+00	n58	1.57E+00	BC-143	2.32E-02
n16	1.97E-03	n59	1.44E+00	BC-144	3.32E-01
n17	3.60E-01	n6	2.31E-02	BC-145	2.95E-01
n18	2.29E-01	n60	1.55E+00	BC-146	1.91E-01
n19	3.77E-03	n61	4.50E-01	BC-147	3.09E-03
n2	1.01E-02	n62	1.91E-01	BC-148	1.84E-02
n20	4.92E-02	n63	2.91E-01	BC-165	5.14E-03
n21	1.37E-03	n64	5.43E-01	BC-166	1.31E-02
n22	4.32E+00	n65	7.09E-01	BC-167	1.70E-01
n23	3.51E-01	n66	4.30E+00	BC-168	1.14E-02
n24	1.07E-02	n67	1.17E+01	BC-F3	5.16E-03
n25	1.29E+00	n68	1.87E+00	BC-F4	5.32E-03

Anexo 7. Tiempos de tránsito

Tabla A7.1. Valores de tiempo de tránsito calculados con la ecuación de la recta de Kalinski *et al.* (1993)

Id SEV	Tiempo tránsito (años)	Id SEV	Tiempo tránsito (años)	Id SEV	Tiempo tránsito (años)
1	2.00	n26	97.67	n69	56.59
AC-125	19.71	n27	93.27	n7	12.70
AC-126	39.84	n28	124.78	n70	7.72
AC-126b	25.84	n29	1.99	n71	1.05
AC-149	50.20	n3	2.20	n8	2.44
AC-150	59.97	n30	100.17	n9	136.88
AC-151	30.20	n31	82.82	BC-28	54.75
AC-169	1090.12	n32	61.86	BC-29	17.40
AC-170	161.58	n33	55.46	BC-50	66.58
AC-173	360.44	n34	133.51	BC-54	20.30
AC-187	45.59	n35	1.24	BC-55	484.19
AC-196	86.96	n36	48.06	BC-56	141.35
AC-197	68.99	n37	23.64	BC-57	54.14
AC-198	3.12	n38	45.73	BC-58	55.63
AC-199	31.39	n39	10.45	BC-59	4.55
AC-200	98.31	n4	1.52	BC-60	1.63
AC-201	2.26	n40	36.35	BC-61	9.24
AC-202	180.49	n41	21.30	BC-62	85.26
AC-203	197.45	n42	22.26	BC-63	131.79
AC-212	320.12	n43	45.96	BC-90	74.69
AC-213	573.60	n44	67.77	BC-91	61.53
AC-214	389.49	n45	189.63	BC-92	71.51
AC-64	54.24	n46	194.93	BC-93	42.38
AC-65	91.79	n47	62.29	BC-94	8.02
AC-97	30.68	n48	78.40	BC-95	1.77
AC-A	112.22	n49	1798.13	BC-96	2.35
BC-183	1.71	n5	7.56	BC-117	4.29
BC-184	1.07	n50	78.18	BC-118	45.31
BC-185	1.77	n51	59.63	BC-119	41.30
BC-186	4.57	n52	1.36	BC-120	91.66
n10	58.70	n53	47.16	BC-121	43.87
n11	19.93	n54	1.63	BC-122	9.87
n12	156.23	n55	14.88	BC-123	1.01
n13	47.70	n56	1.78	BC-124	4.15
n14	123.04	n57	0.86	BC-142	1.39
n15	80.75	n58	126.03	BC-143	2.64
n16	0.95	n59	115.59	BC-144	27.26
n17	29.55	n6	2.64	BC-145	24.29
n18	19.05	n60	124.13	BC-146	16.03
n19	1.09	n61	36.71	BC-147	1.04
n2	1.59	n62	16.06	BC-148	2.26
n20	4.72	n63	24.02	BC-165	1.20
n21	0.90	n64	44.09	BC-166	1.84
n22	345.63	n65	57.36	BC-167	14.37
n23	28.77	n66	344.19	BC-168	1.70
n24	1.64	n67	938.28	BC-F3	1.20
n25	103.76	n68	149.80	BC-F4	1.21

Anexo 8. Concentració nitratos vs S de Dar Zarrouk

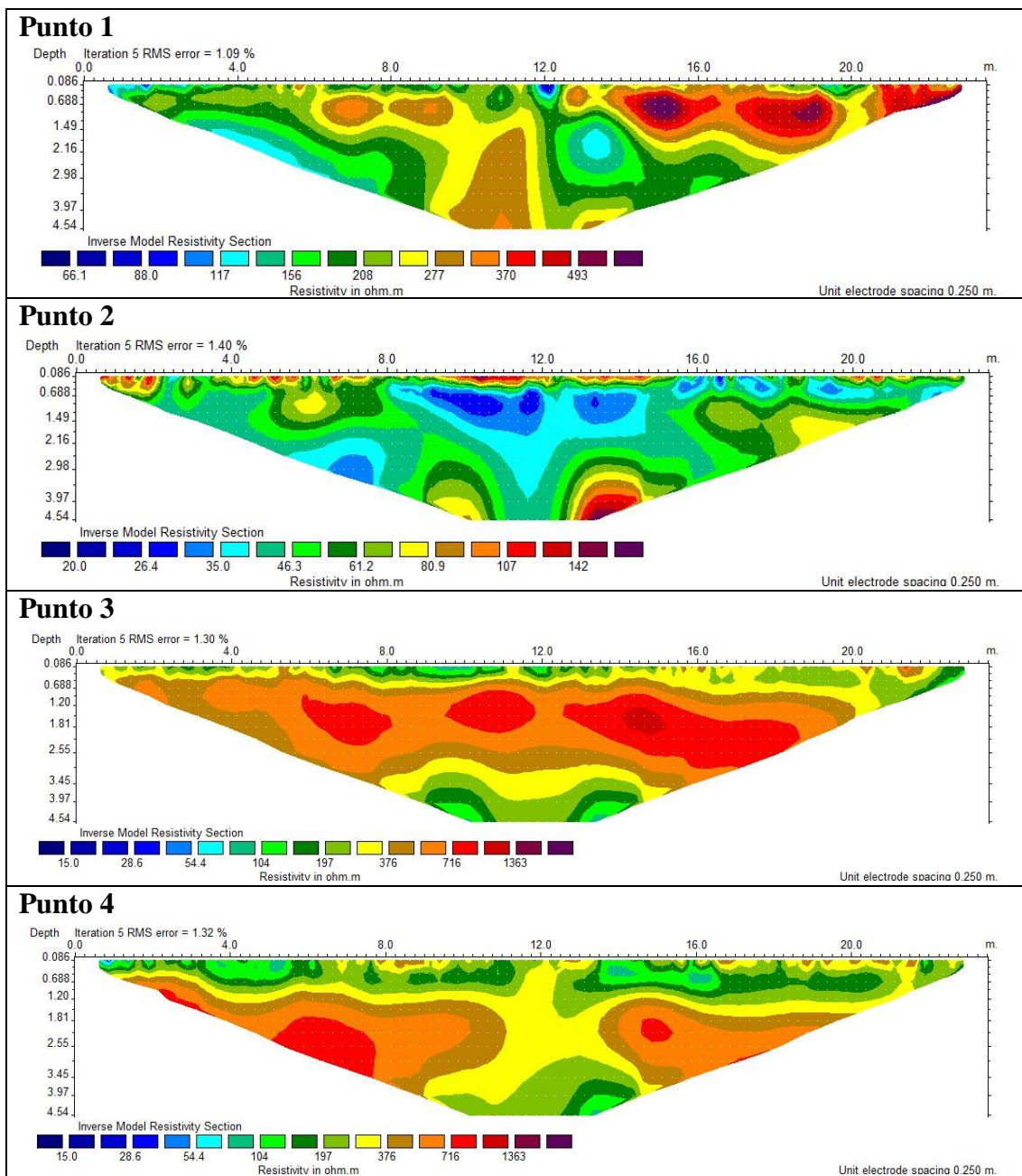
Tabla A8.1. Concentració nitratos en los puntos de la red de control del ACA (oct.-nov. de 2011) y valor del parámetro S calculado con la rutina del Anexo 6

Punto de control	X UTM (m)	Y UTM (m)	[NO ₃ -] (mg/l)	S Dar Zarrouk (Ω·m ²)
Ajuntament 1	349750	4568250	78.4	1.45E-02
Ajuntament Pou 1	350750	4565550	127.6	-1.90E-02
Bràfim-1	360230	4570530	45	2.648668
Bràfim-2	360900	4570625	41.7	1.692946
Camí Del Riu	352646	4570611	24.4	0.4609985
Camí Del Roser 3	354050	4568860	54.8	0.2498048
Font St. Pou	353100	4572313	22.8	0.0121857
Les Palmeres	353310	4567725	66.4	1.472002
Mina I	353880	4573235	35.9	0.2312535
Poliesportiu (Pou 3)	351114	4567291	25.3	0.1160083
Polígon li	354950	4575380	19.3	0.4607271
Pou 2: Ajuntament De Vallmoll, Camí Del Roser	353600	4568250	54.7	1.188895
Pou 2 Ajuntament De Vila-Rodona (Plana Saldó)	361540	4573630	34.5	3.731749
Pou Ajunt Valls_Baiona 2	355800	4573865	26.3	0.1380632
Pou Baiona 1	355500	4573300	10.3	0.3184611
Pou De L'Ajuntament D'Alió, Paratge Camí Del Pla	357999	4574110	24.6	-0.1452757
Pou De Puigpelat	357150	4571310	54	2.724046
Pou Lear (Polígon Industrial De Valls)	354653	4574763	18.9	0.4845849
Pou Nou (Dipòsit)	353940	4572945	35.4	0.1541176
Pou Xamora	353740	4572875	30.9	0.1122168
Rentador-2	350900	4565375	109.1	-4.95E-02
Sanahuja	351135	4568735	32.4	0.1410427
San Romà	349067	4570034	91.9	0.2416544
Teco F. Salvat,Sl.	359308	4569197	62.1	0.8792791
Vallès	346746	4566951	78	1.107431
Vallmoll (Municipi Nulles)	356220	4567950	7.8	0.6192286
Valls Químic-2	355320	4575385	30.5	0.4638983
Ab.Alcover.Horta Sant Antoni	346489	4569518	60.2	1.18318
Albright-2	347805	4571105	2.5	-0.1489031
Carrer Garriga (A)	346565	4569898	37.3	0.8728809
Font Gran	346125	4575630	2.5	28.21625
La Cabana	348914	4571253	43.4	-0.4427892
Novo	347961	4568255	40.8	0.637435
Pou 1 Vilabella	361786	4566738	7.9	0.6570083
Pou C	346600	4569800	47	0.8728809
Pou Garidells-1	353054	4563554	40.8	0.1225197
Pou Paradís 2	353442	4568703	66.2	1.179592
Pou Paradís 3	353423	4568693	66.1	1.179592
Domingo	346744	4564404	113.5	0.66492
Ermite Paret Delgada	347108	4564329	58.3	0.9761534
Els Hospitals	351335	4563595	44.3	-7.05E-02
Mas De Bover (Irlta)	346870	4559320	43.4	-9.48E-03
Morell-4	349625	4561850	84.9	0.1033794
Pou 1 - Ajuntament De La Nou De Gaià	364230	4560935	19	-0.9525972
Pou De Quatre Camins	349163	4561488	78.7	0.0963444
Pou Vilallonga-1	347993	4564190	36.3	1.040021
Pou Vilallonga-2	348012	4564217	41.9	0.8918525
Mas De Gil	345389	4559374	189.6	6.96E-02
Pou Recasens	355833	4561701	34.7	7.77E-02
Pou Renau 1	360495	4564490	12.1	6.27E-02
Salomó-1	361905	4565325	10.8	0.3074973
Vallespinosa	353993	4561736	36.4	8.88E-02

Anexo 9. Cálculo de resistividad en perfiles ERT paramétricos

La relación tasa de infiltración y resistividad eléctrica se ha estudiado adquiriendo 9 perfiles ERT paramétricos y realizando 9 ensayos de infiltración con el Infiltrómetro de Munz.

Los perfiles tienen 23.5 m de longitud y se ha alcanzado una profundidad máxima de 4.5 m en la parte central del perfil (Figura A9.1). En la parte central de cada perfil, a 12 metros del inicio, se ha llevado a cabo, simultáneamente a la toma de datos de la tomografía, el ensayo de infiltración.



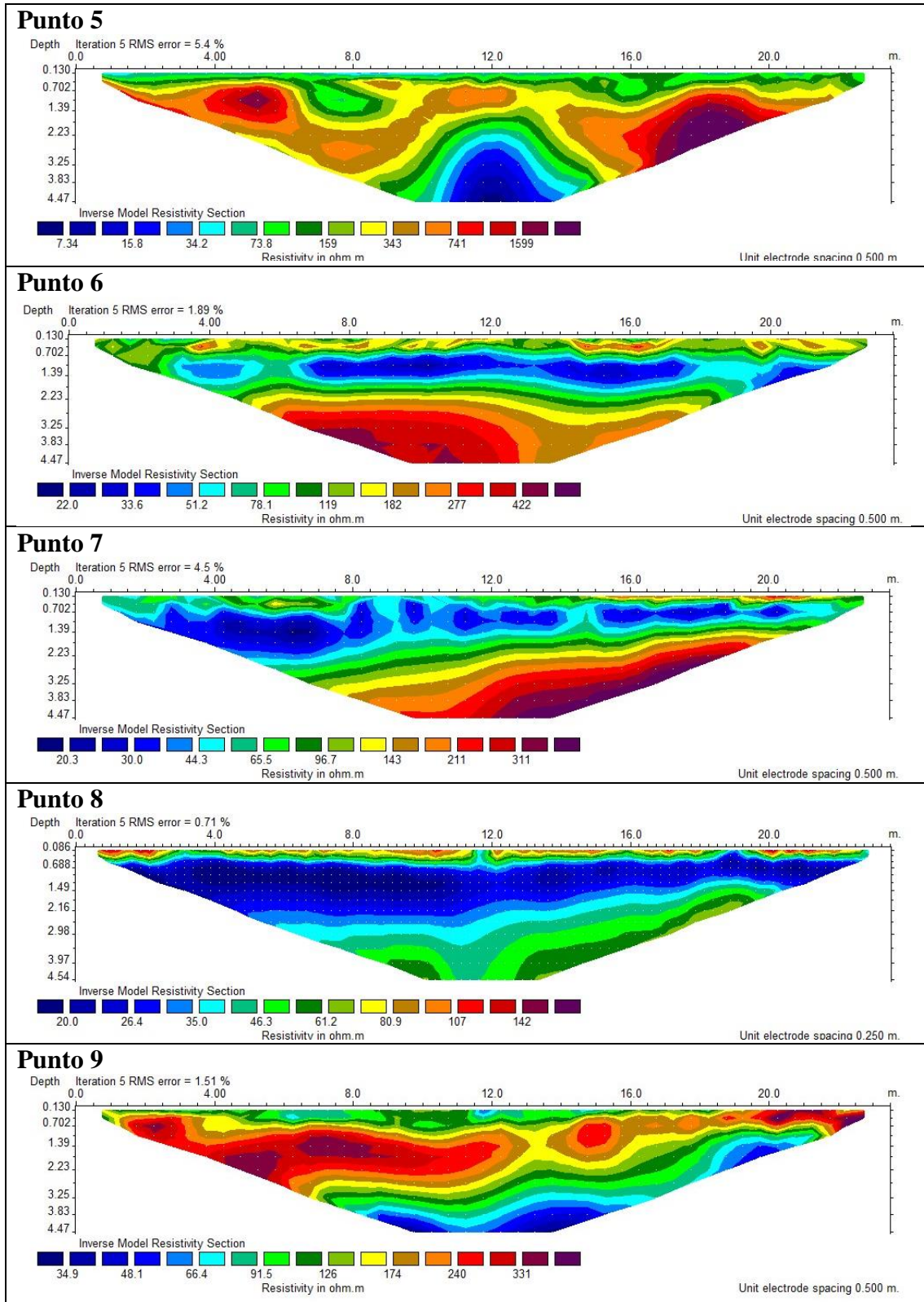


Figura A9.1. Secciones geoelectricas obtenidas en cada uno de los puntos donde se ha realizado un ensayo de infiltración en la Cubeta de Sant Andreu

Para obtener los valores de resistividad representativos del material alrededor del lugar donde se ha realizado el ensayo de infiltración, se han tomado los valores de resistividad obtenidos entre las distancias 10.88m y 13.13m y en la parte más superficial

del perfil, el primer medio metro, ya que el ensayo de infiltración se ha realizado a 12 metros del origen y en superficie. Así se ha tomado 20 valores de resistividad de cada sección con los que se ha obtenido la resistividad promedio del ensayo de infiltración a partir de la media aritmética. Este proceso se ha llevado a cabo con las 9 secciones ERT paramétricas.

Anexo 10. Secciones geoelectricas meandro de Ca n' Albareda

En el presente Anexo se presenta la distribución de los perfiles ERT adquiridos en el meandro de Ca n' Albareda (Figura A10.1) y a continuación los resultados en forma de secciones geoelectricas.

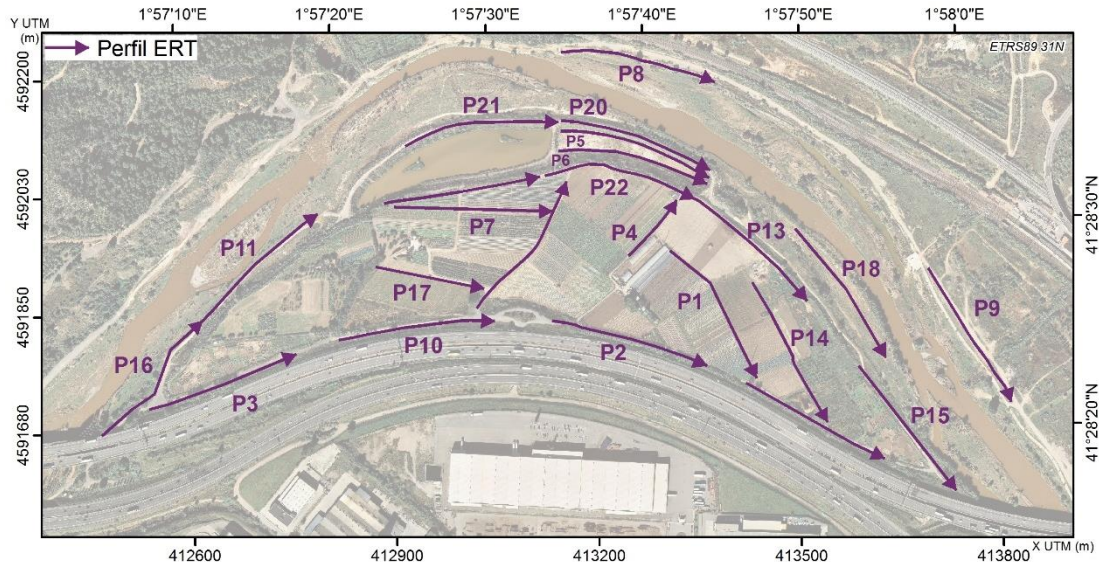
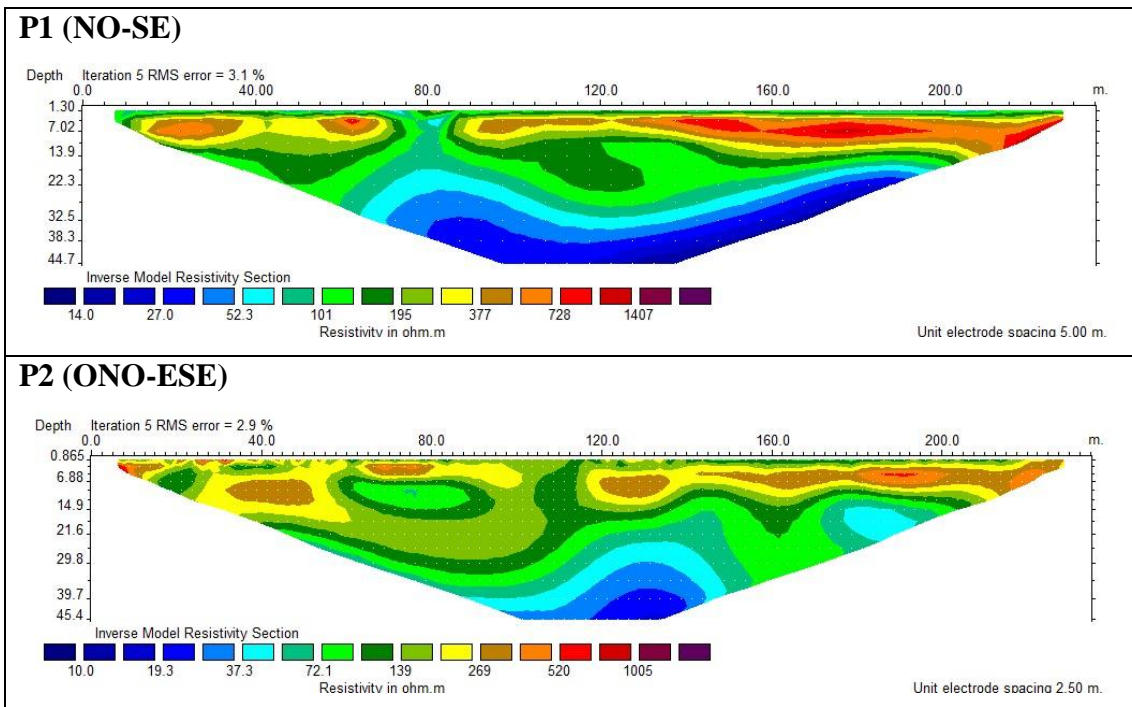
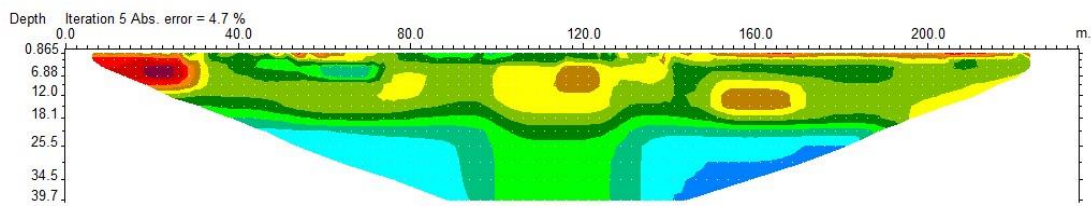


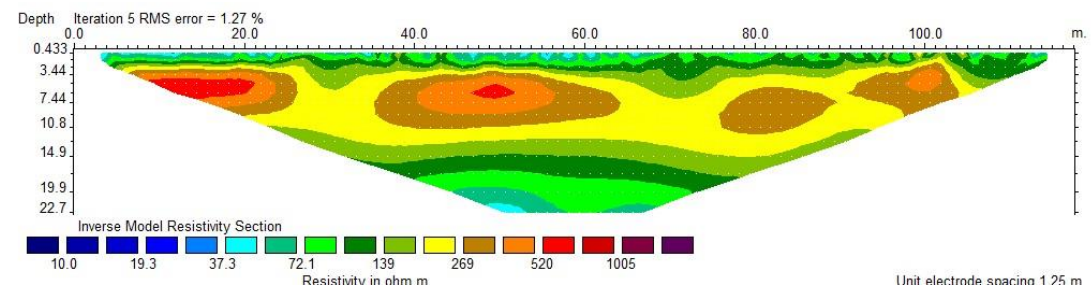
Figura A10.1. Localización de los perfiles ERT adquiridos en el meandro de Ca n' Albareda



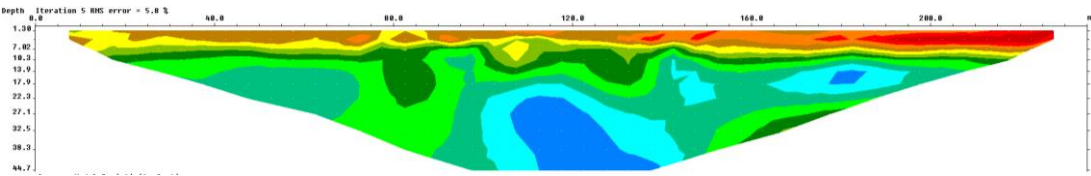
P3 (SOS-NEN)



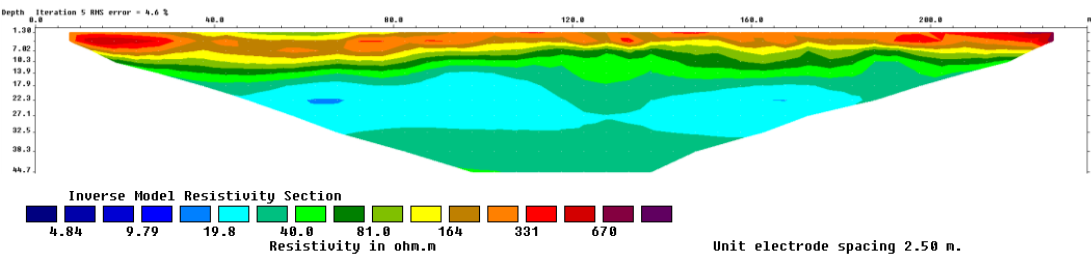
P4 (SO-NE)



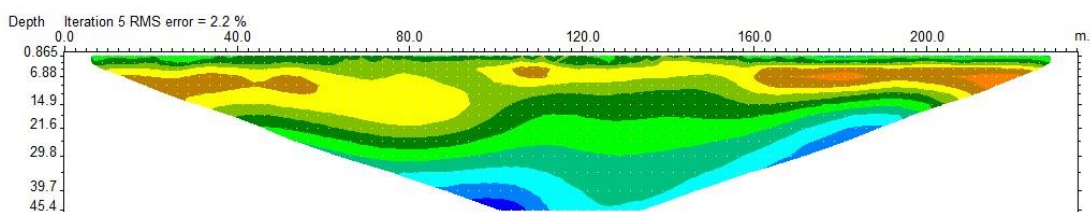
P5 (ONO-ESE)



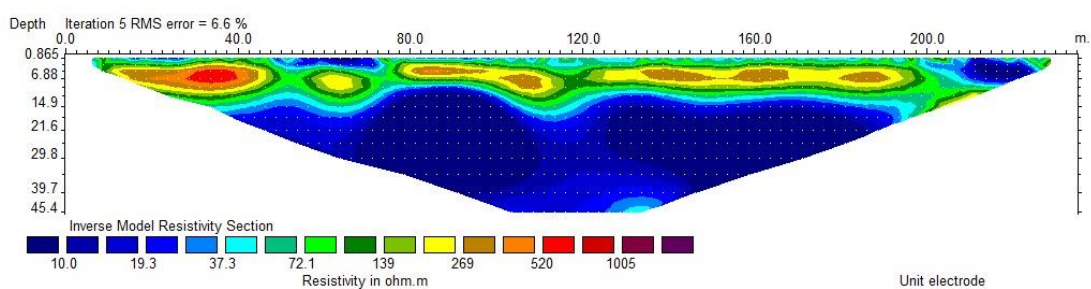
P6 (ONO-ESE)

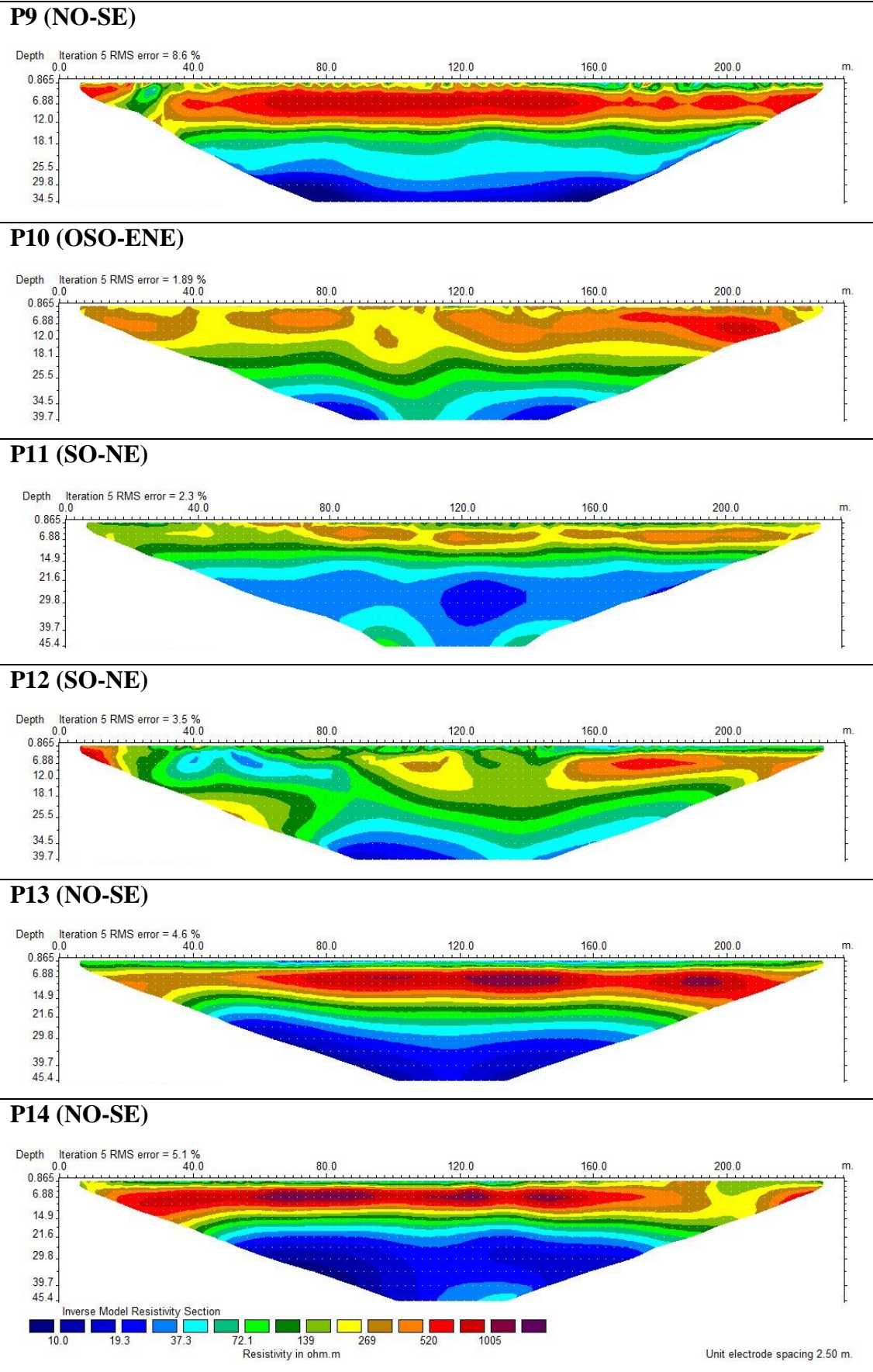


P7 (O-E)

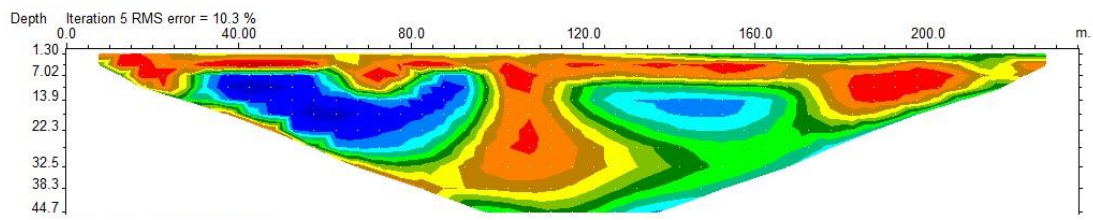


P8 (O-E)

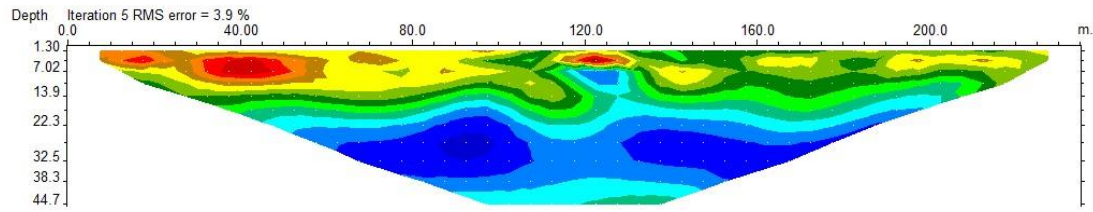




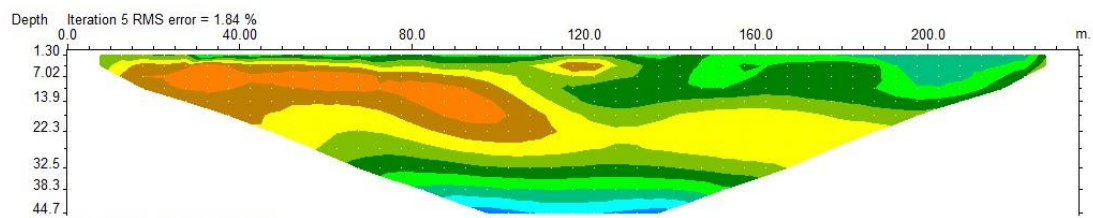
P15 (NO-SE)



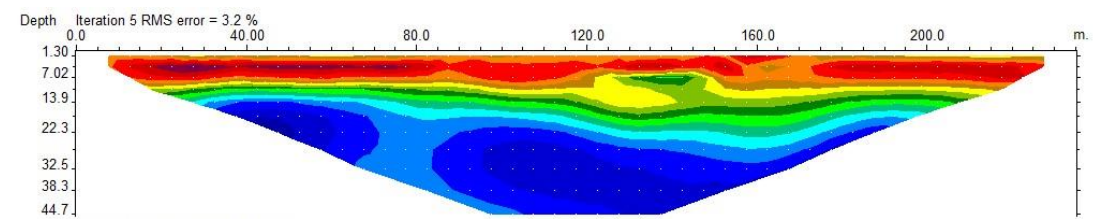
P16 (SO-NE)



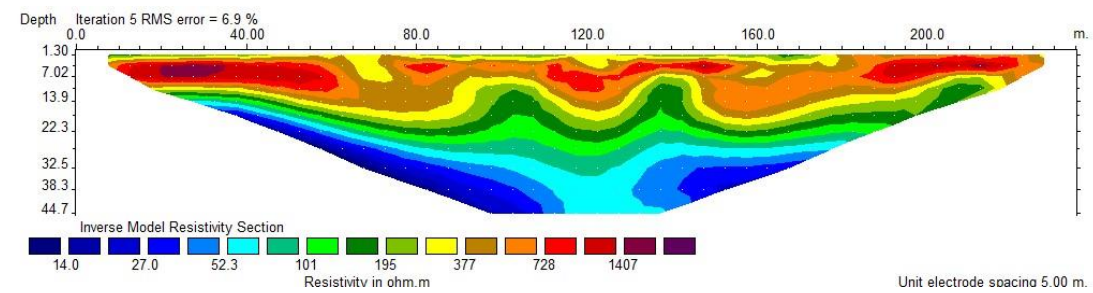
P17 (ONO-ESE)



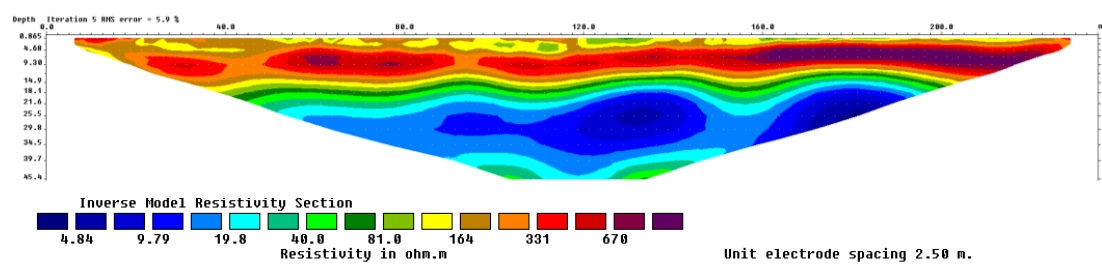
P18 (NO-SE)

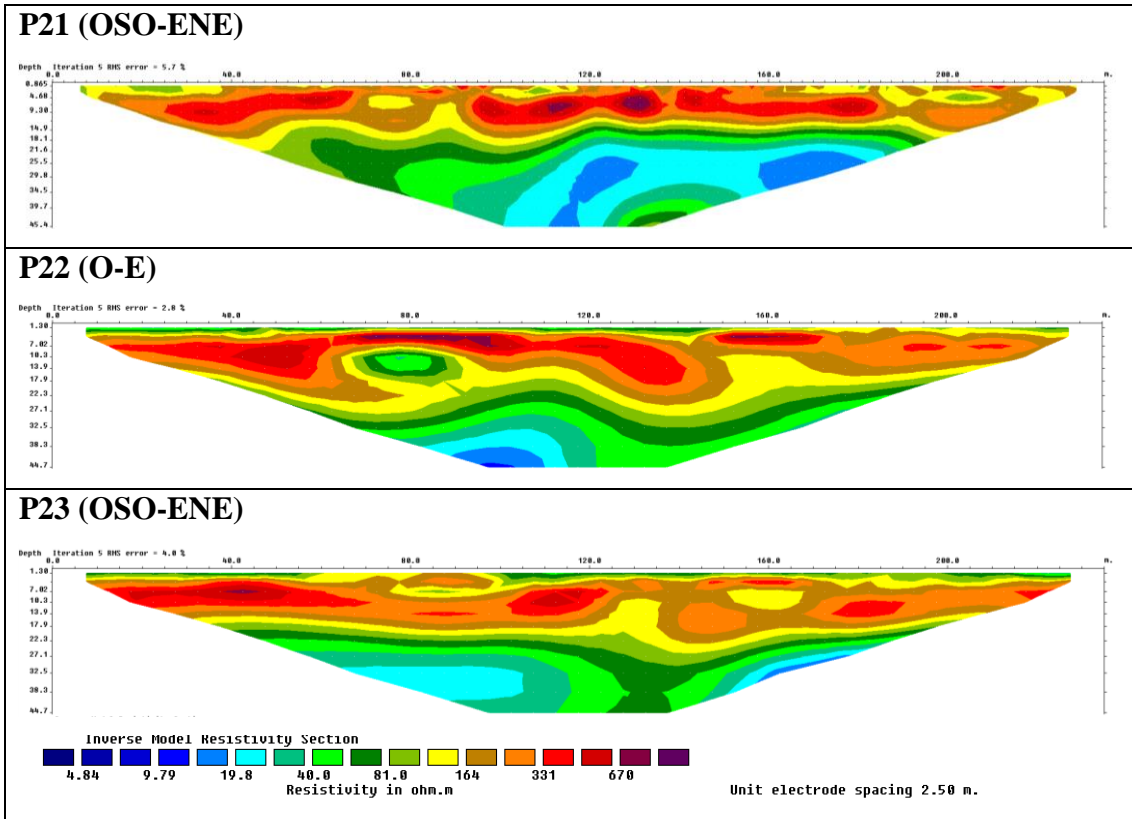


P19 (NO-SE)



P20 (ONO-ESE)





Anexo 11. Comparación resultados de inversión

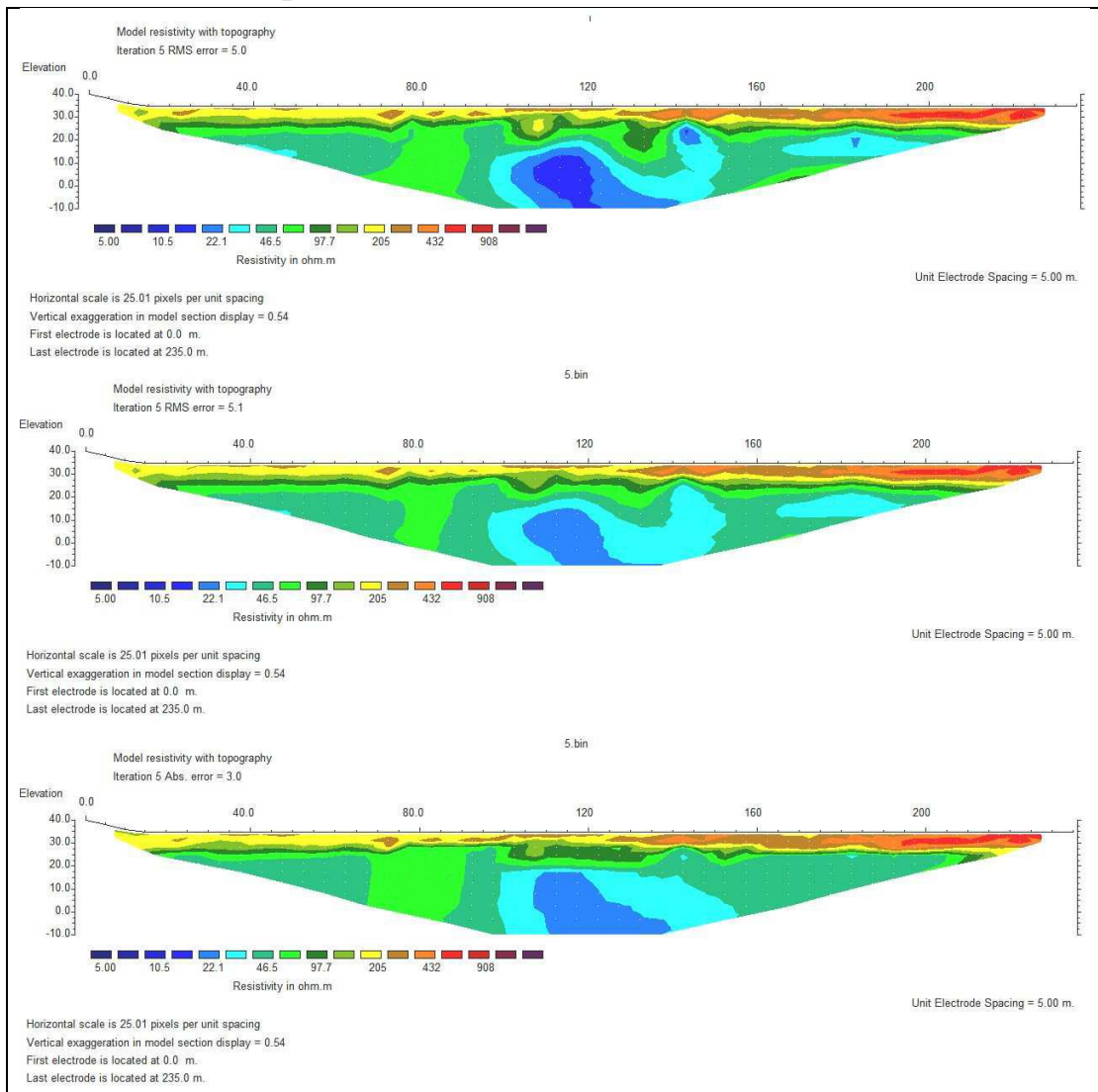


Figura A11.1. Secciones geoelectricas correspondientes al perfil P5 obtenidas con el programa RES2DINV mediante diferentes métodos de inversión: interpolación por mínimos cuadrados (parte superior), inversión con suavizado-*smoothing* (parte media) e inversión robusta-*robust* (parte inferior)

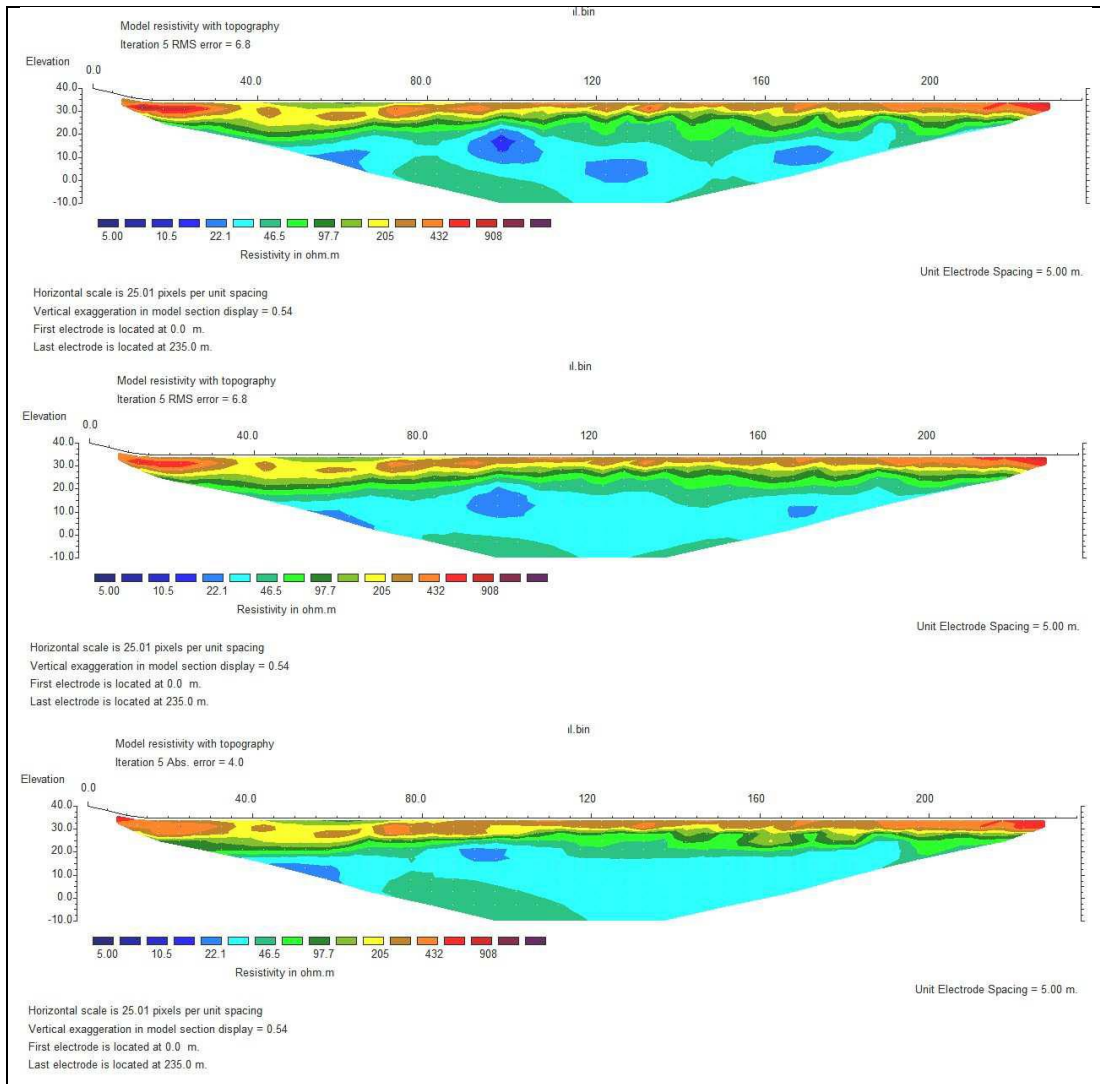
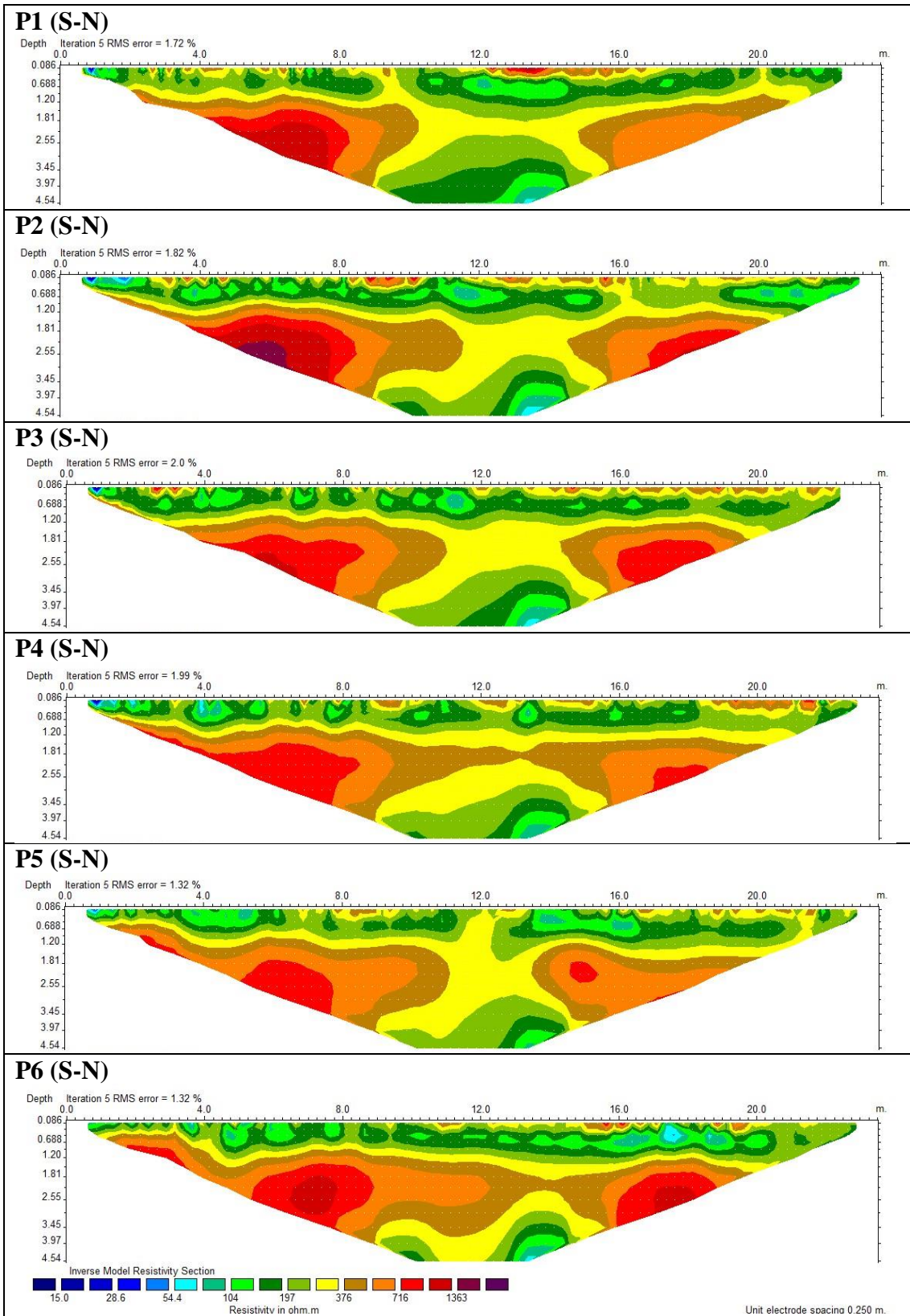
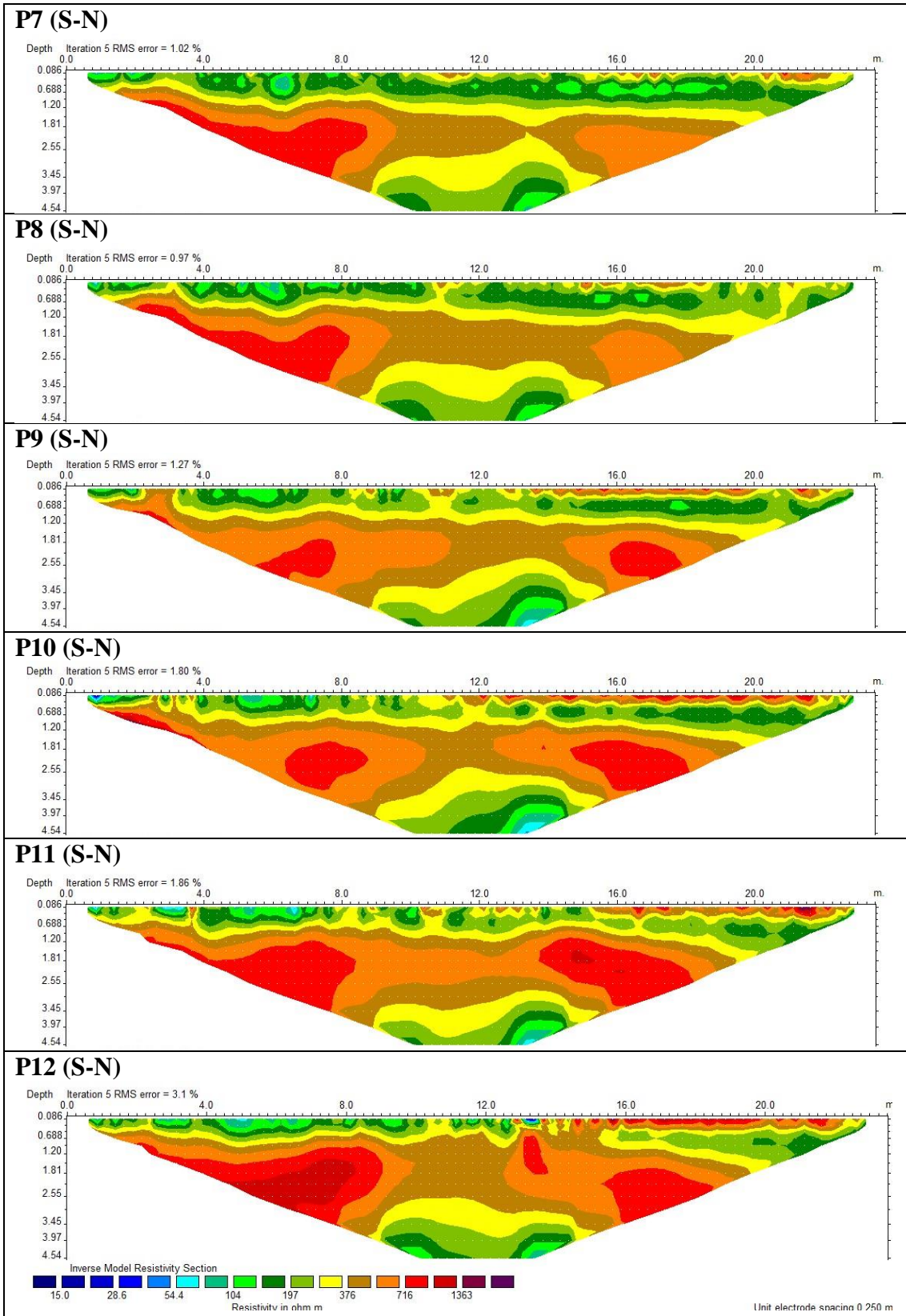
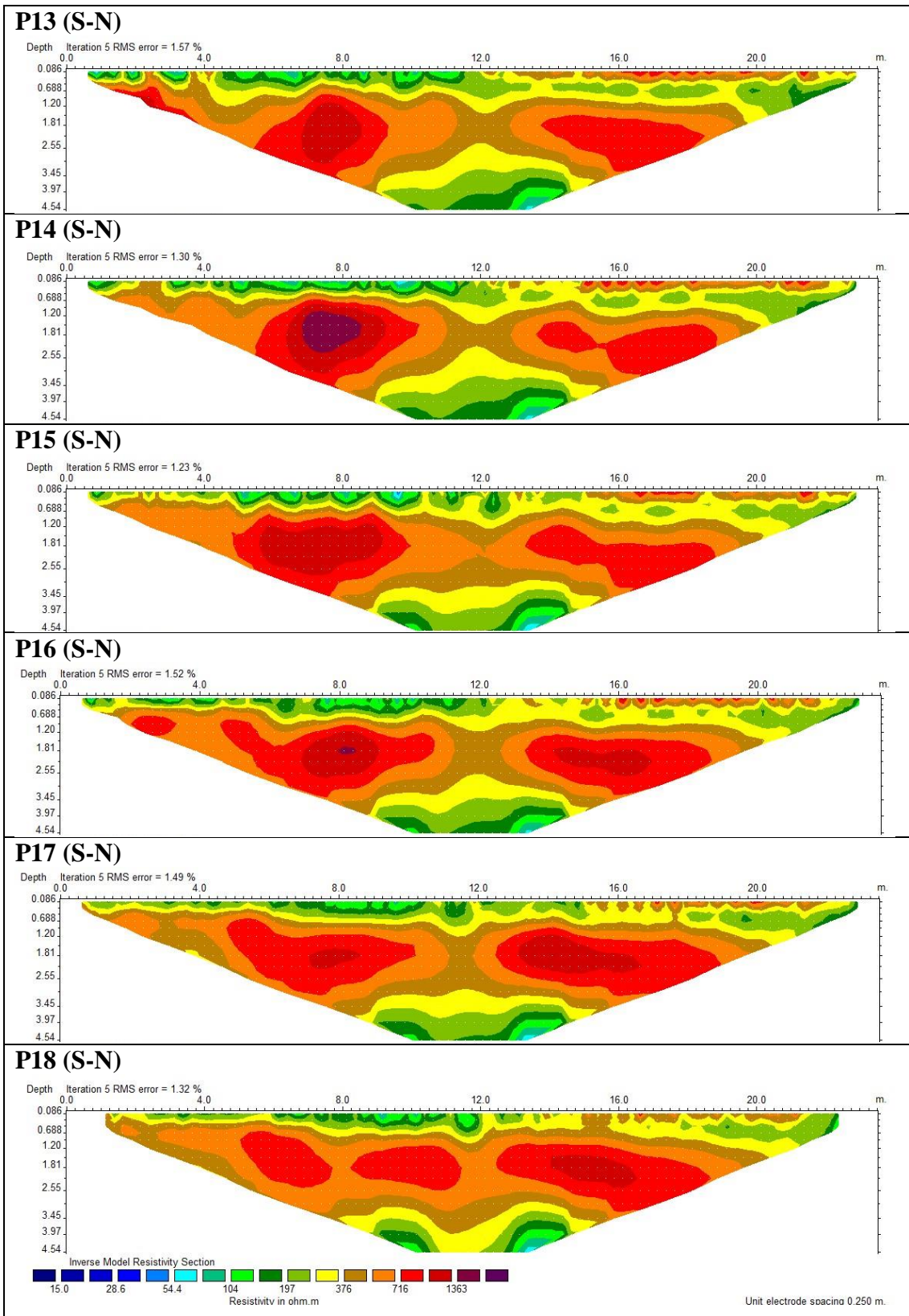


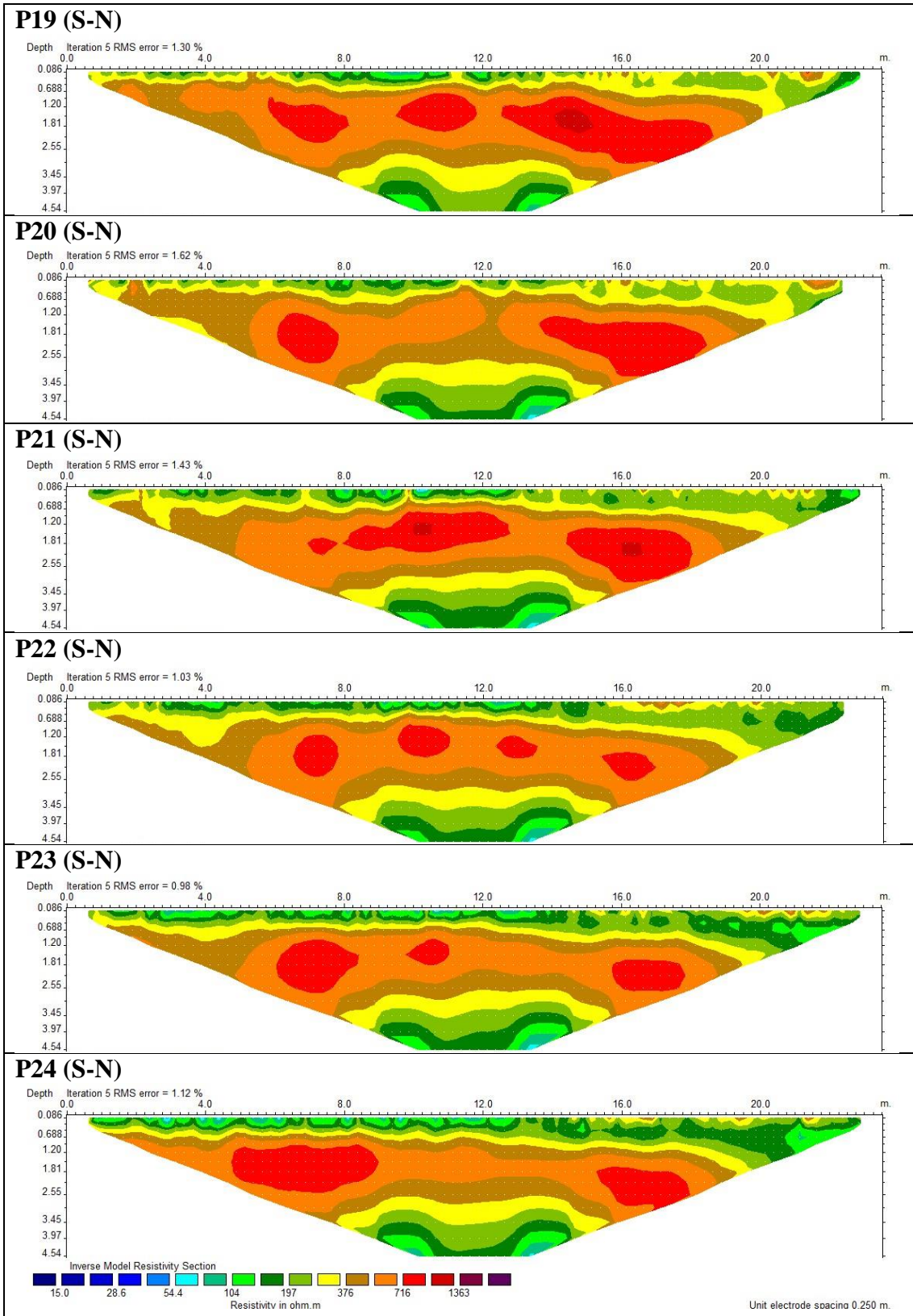
Figura A11.2. Secciones geoelectricas correspondientes al perfil P6 obtenidas con el programa RES2DINV mediante diferentes métodos de inversión: interpolación por mínimos cuadrados (parte superior), inversión con suavizado-*smoothing* (parte media) e inversión robusta-*robust* (parte inferior)

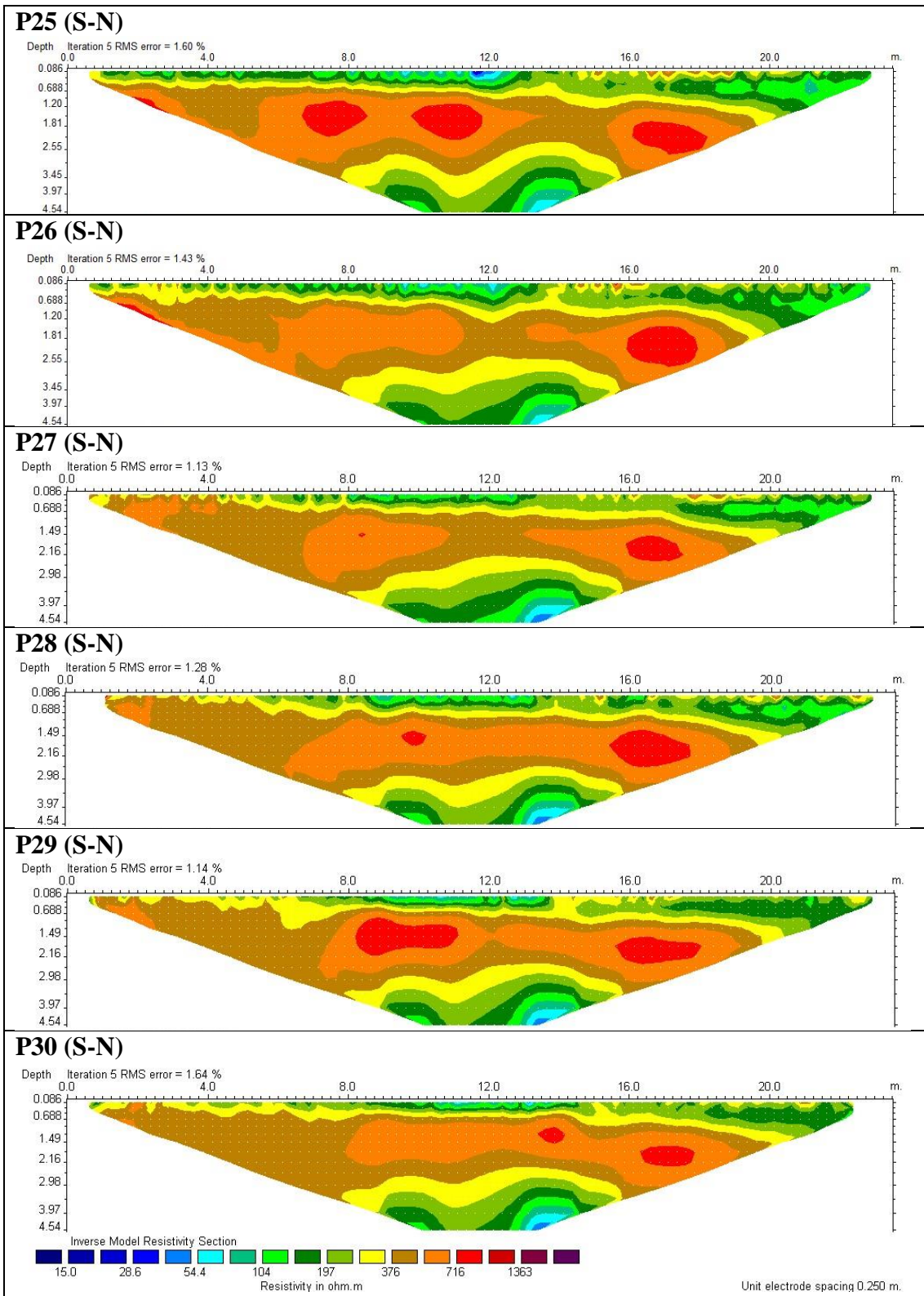
Anexo 12. Secciones geoelectricas balsa de Ca n'Albareda

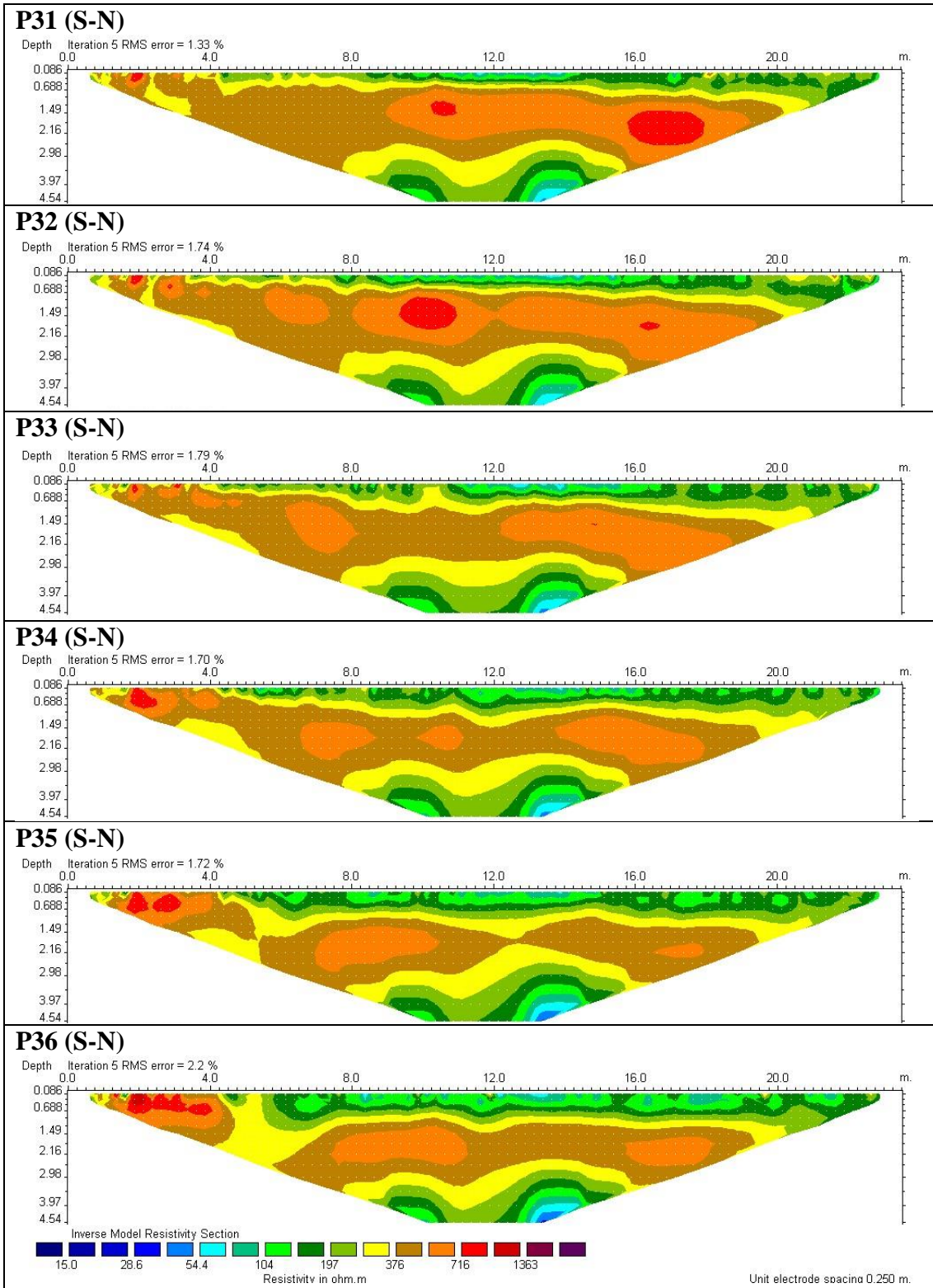


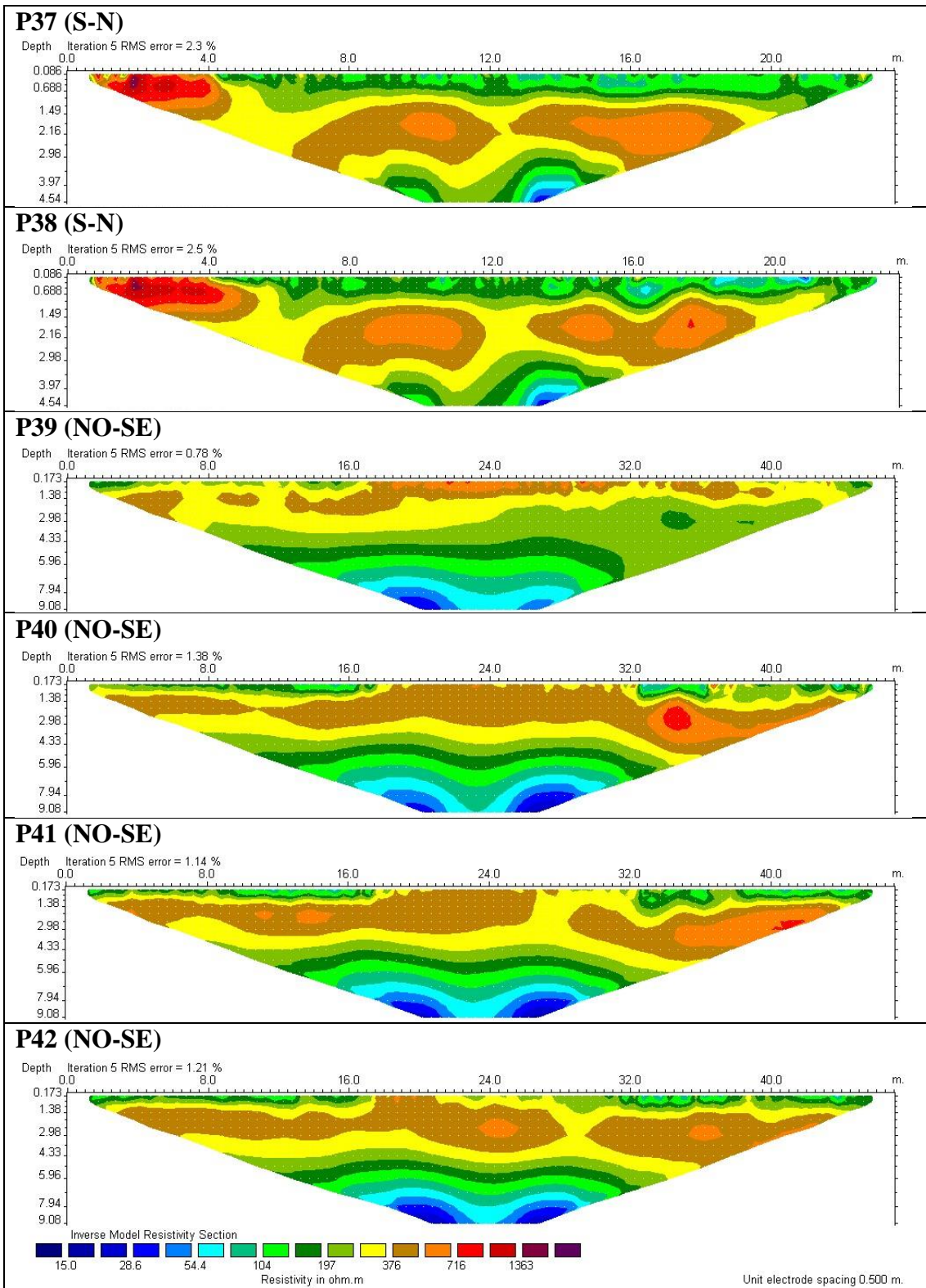


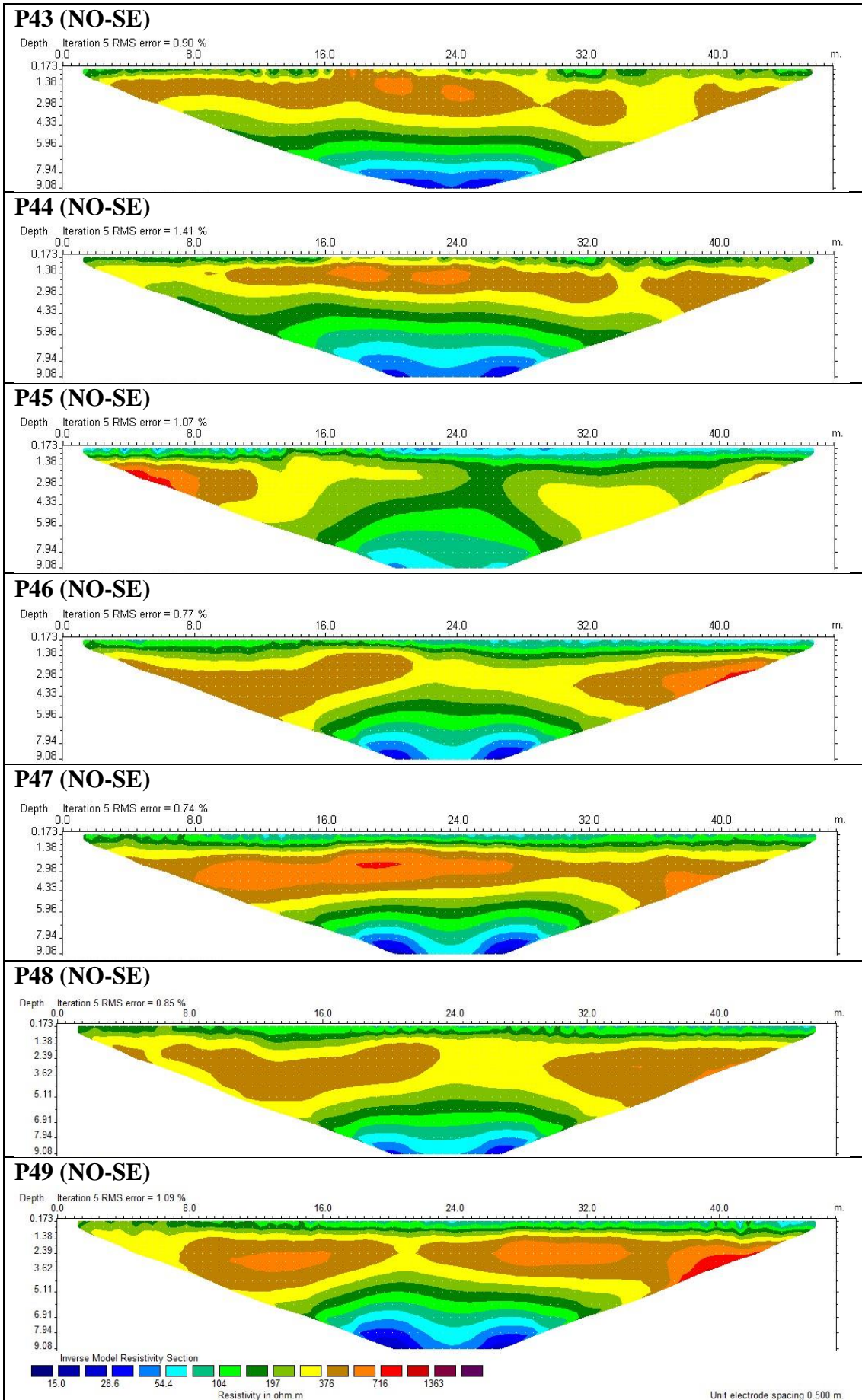






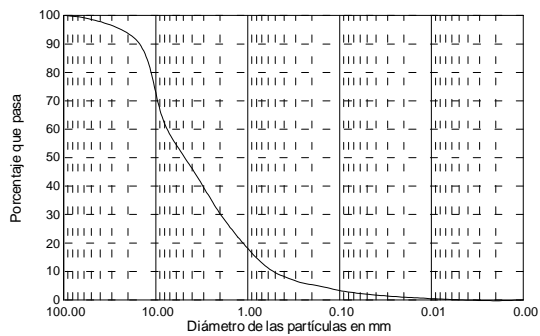




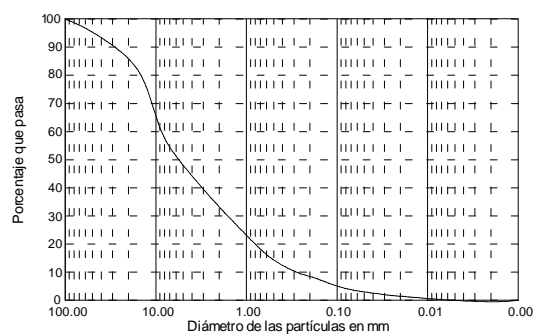


Anexo 13. Curvas granulométricas balsa de Ca n'Albareda

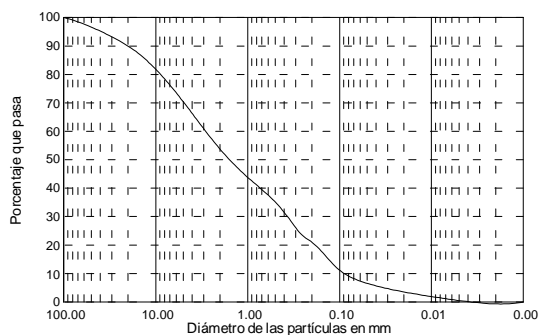
SONDEO S2



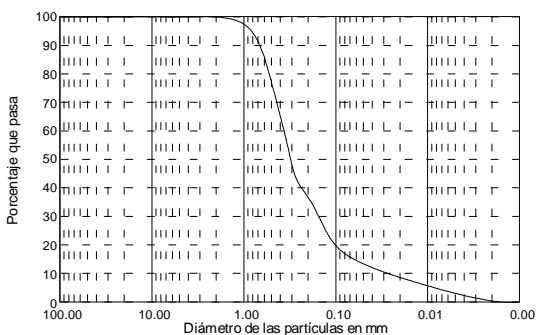
Muestra 1



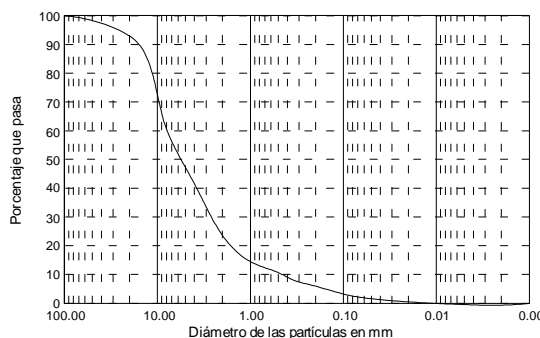
Muestra 2



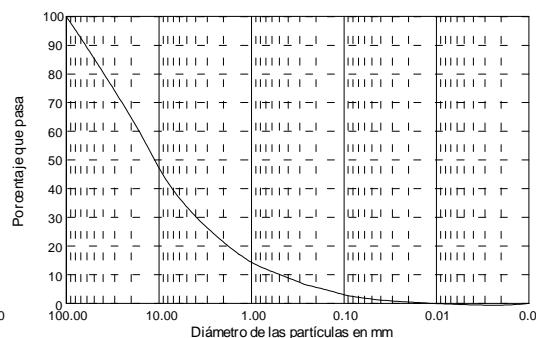
Muestra 3



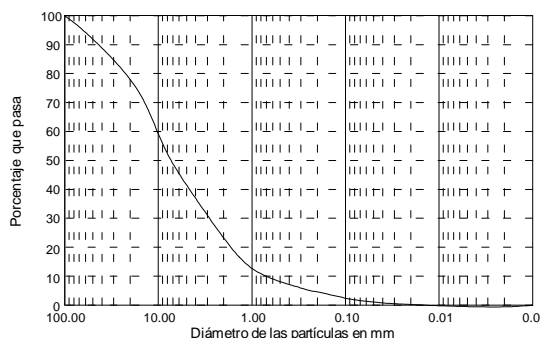
Muestra 4



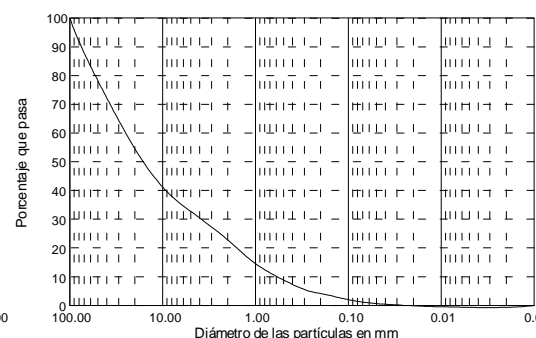
Muestra 5



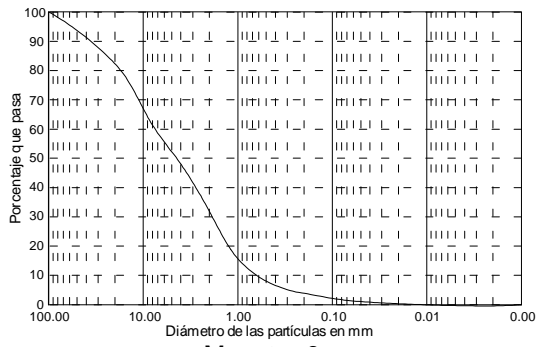
Muestra 6



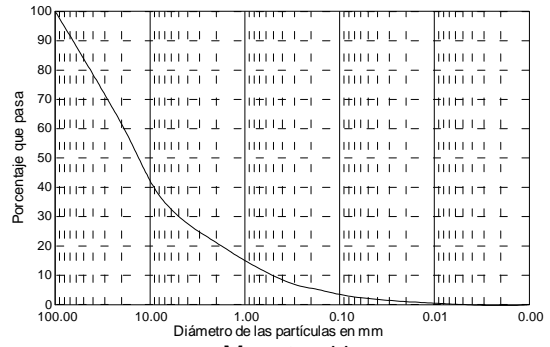
Muestra 7



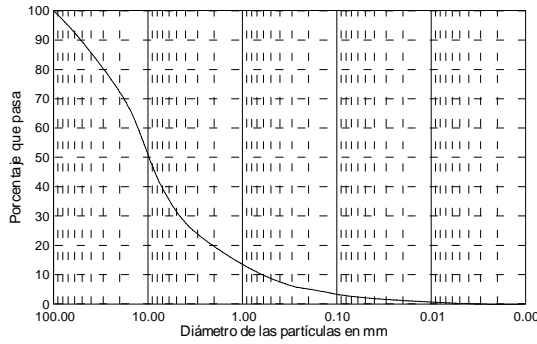
Muestra 8



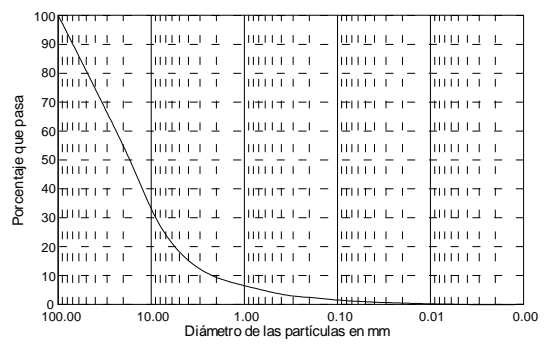
Muestra 9



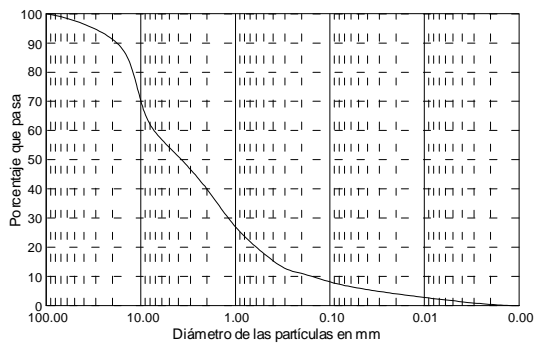
Muestra 11



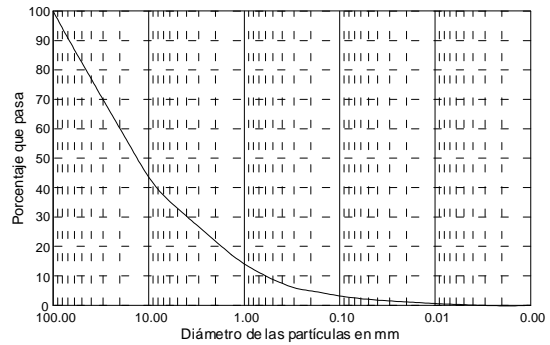
Muestra 12



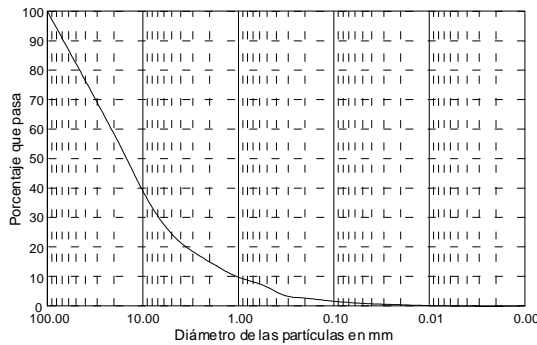
Muestra 13



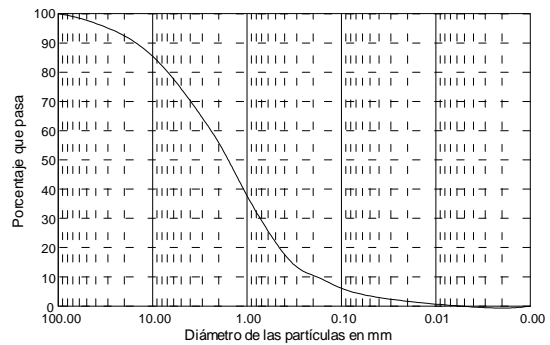
Muestra 14



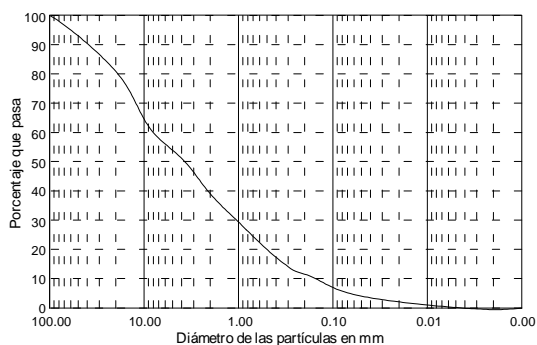
Muestra 15



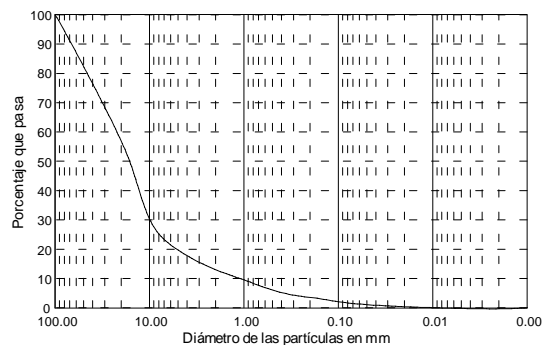
Muestra 16



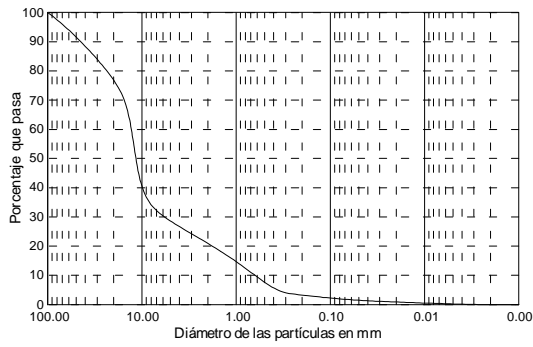
Muestra 17



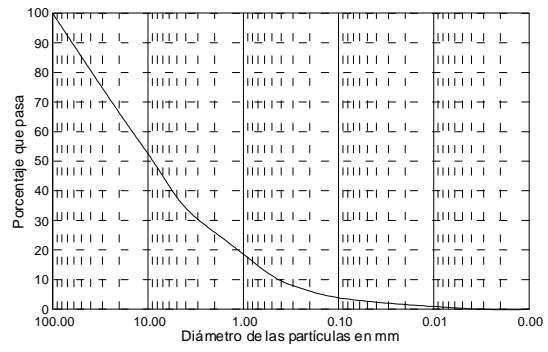
Muestra 18



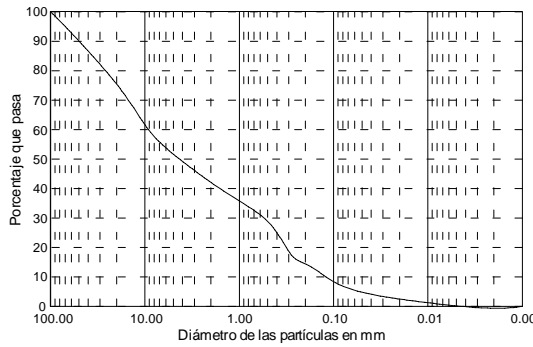
Muestra 19



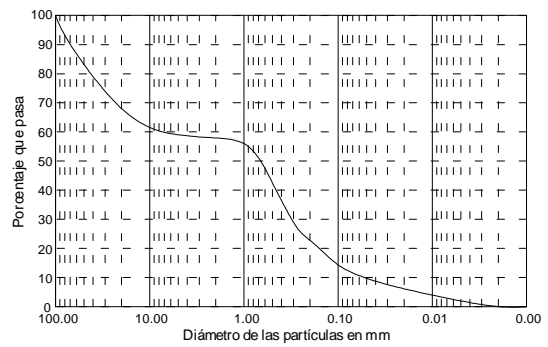
Muestra 20



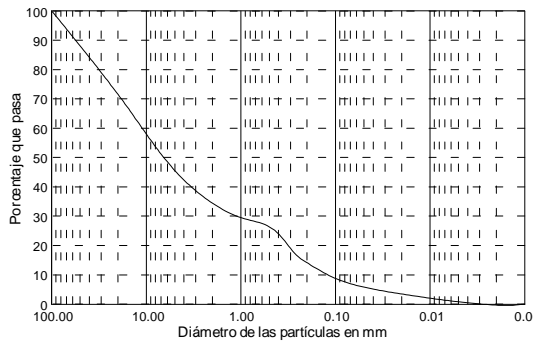
Muestra 21



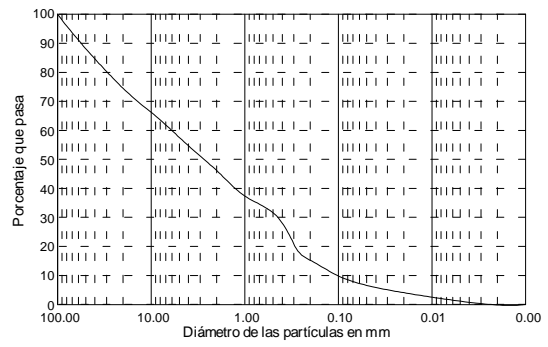
Muestra 22



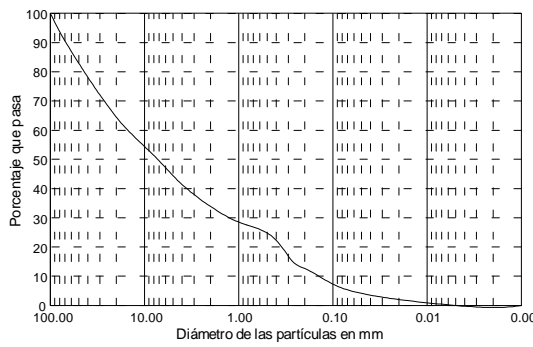
Muestra 23



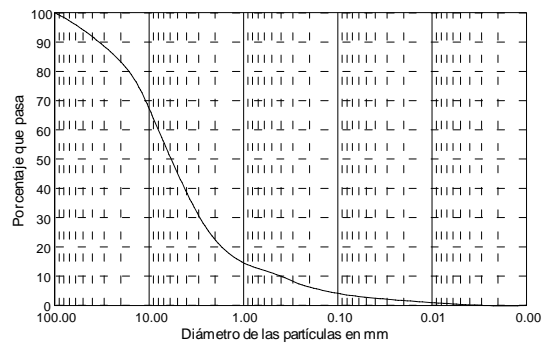
Muestra 24



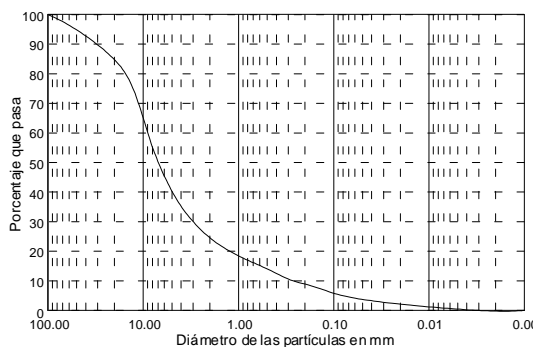
Muestra 25



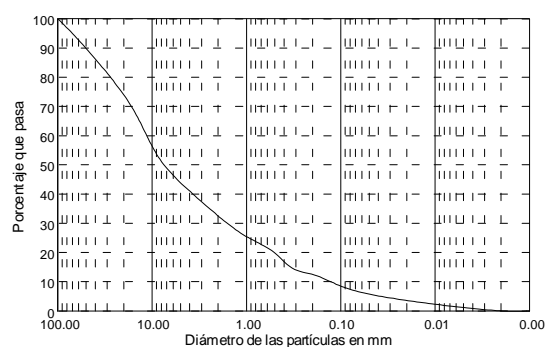
Muestra 26



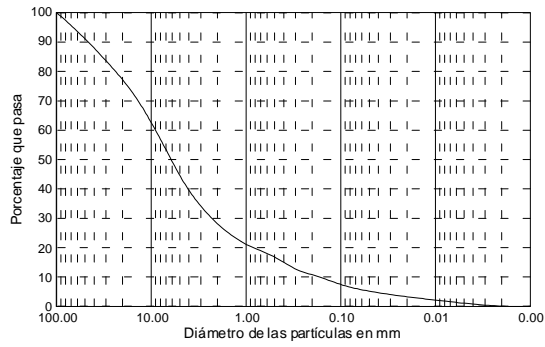
Muestra 27



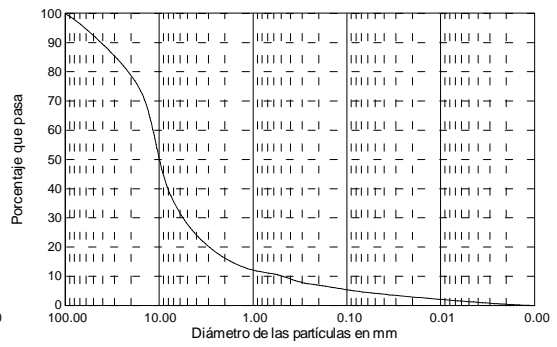
Muestra 28



Muestra 29

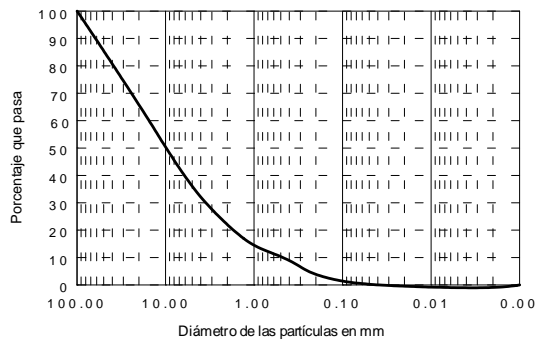


Muestra 30

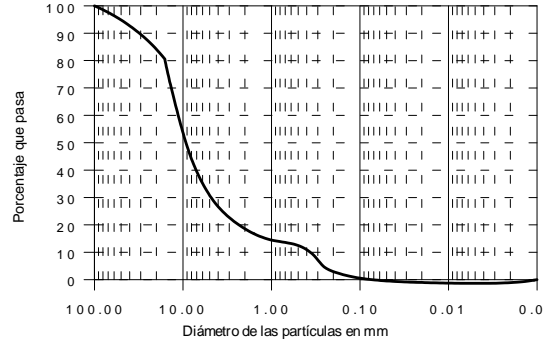


Muestra 31

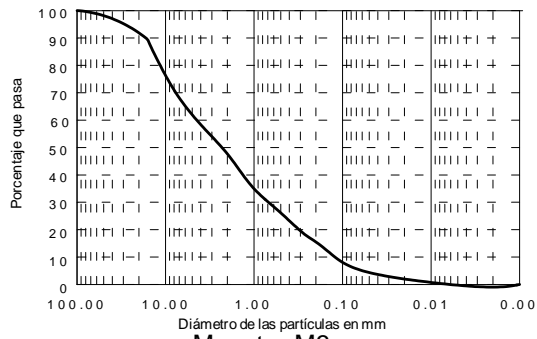
MUESTREO ZONA EXCAVADA PILOTO



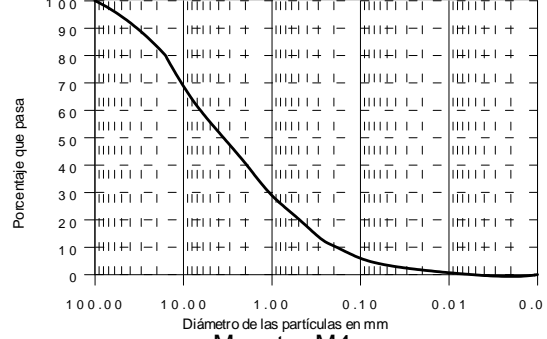
Muestra M1



Muestra M2

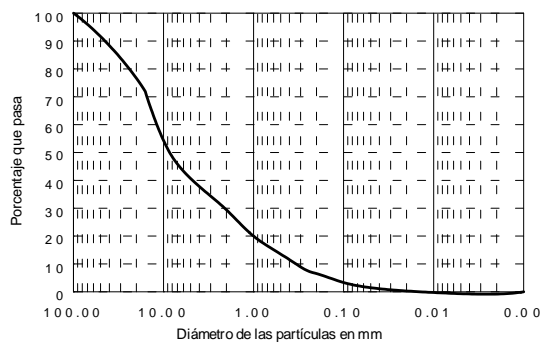


Muestra M3

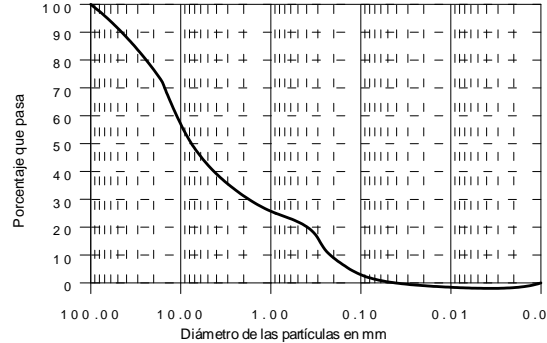


Muestra M4

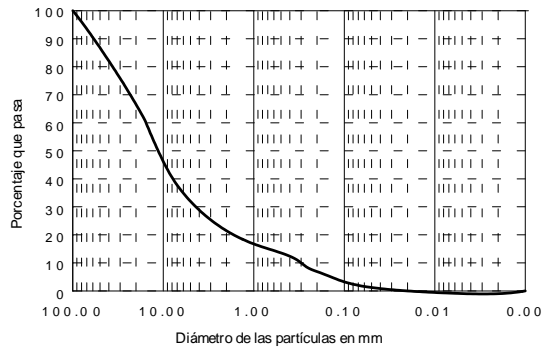
SONDEO CA1



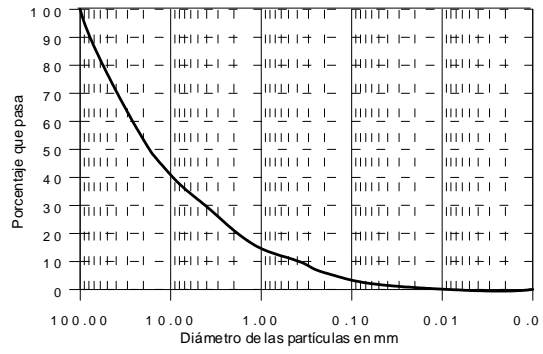
Muestra 1 - 0.3



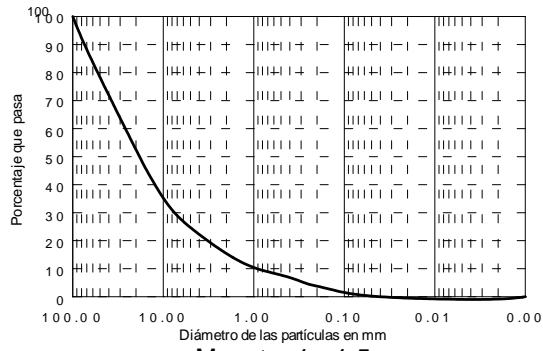
Muestra 1 - 0.6



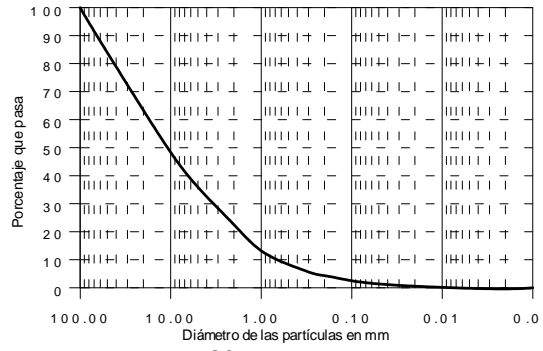
Muestra 1 - 0.9



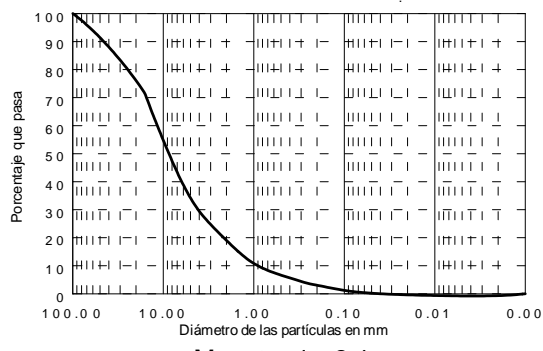
Muestra 1 - 1.2



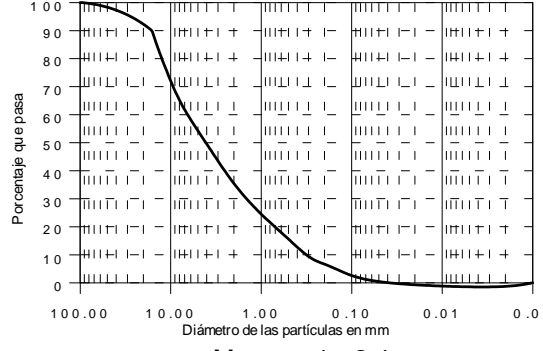
Muestra 1 - 1.5



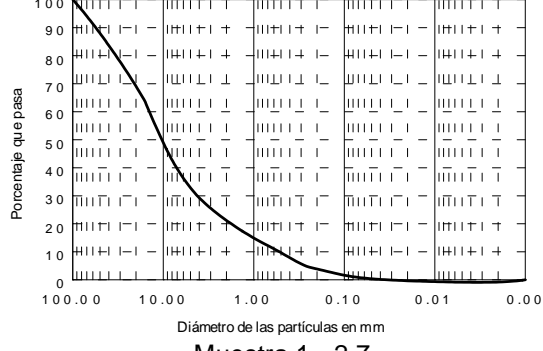
Muestra 1 - 1.8



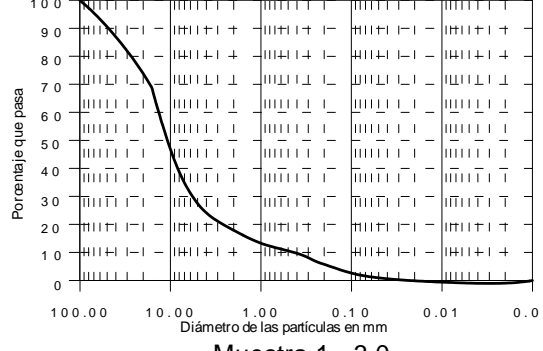
Muestra 1 - 2.1



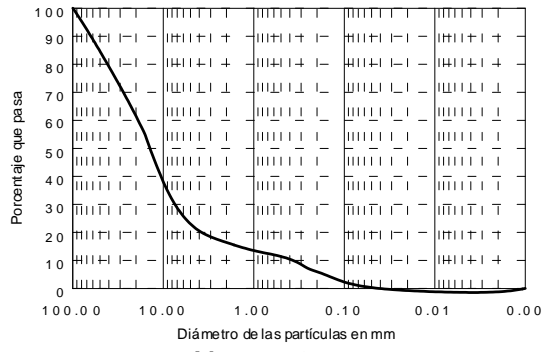
Muestra 1 - 2.4



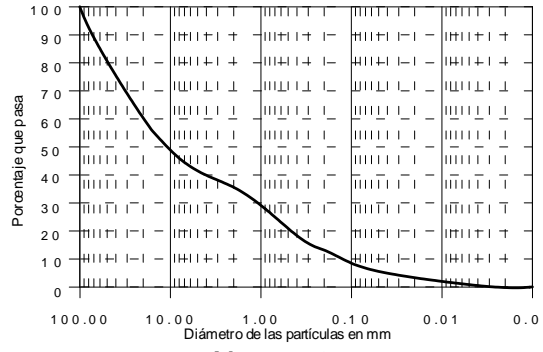
Muestra 1 - 2.7



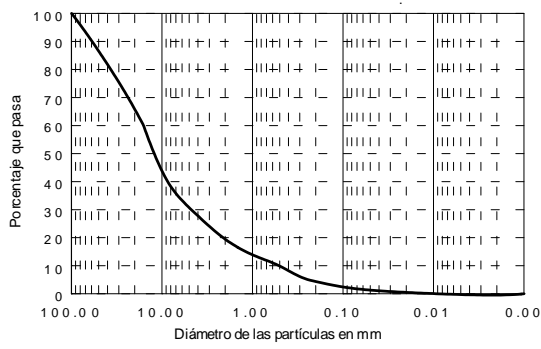
Muestra 1 - 3.0



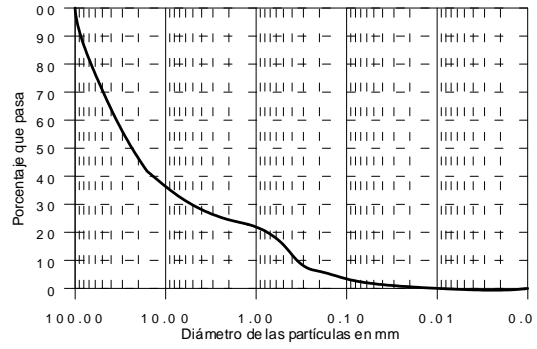
Muestra 1 - 3.3



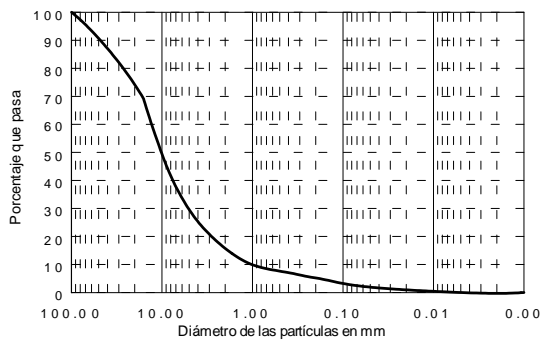
Muestra 1 - 3.6



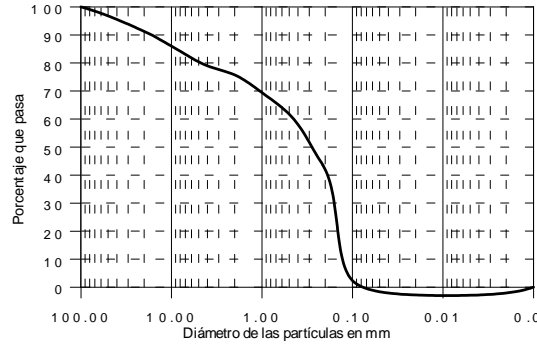
Muestra 1 - 7.8



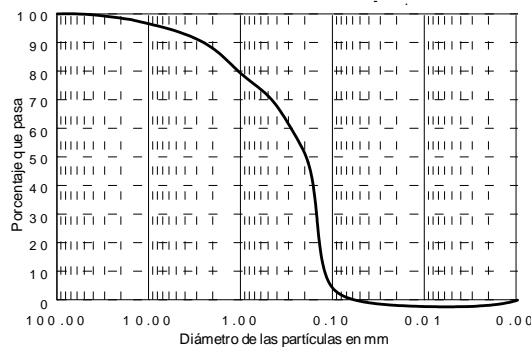
Muestra 1 - 8.4



Muestra 1 - 9.0

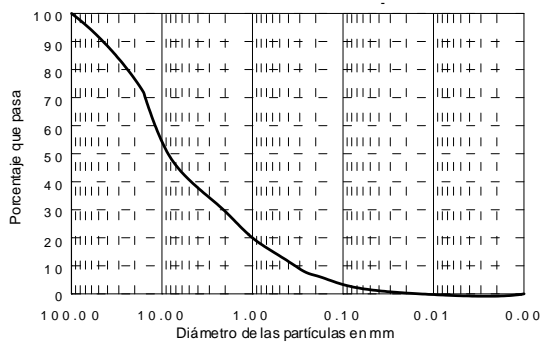


Muestra 1 - 9.6

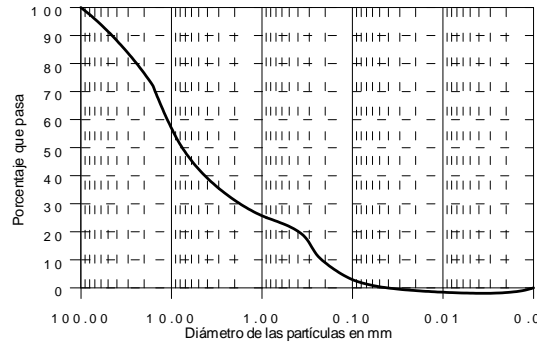


Muestra 1 - 10.2

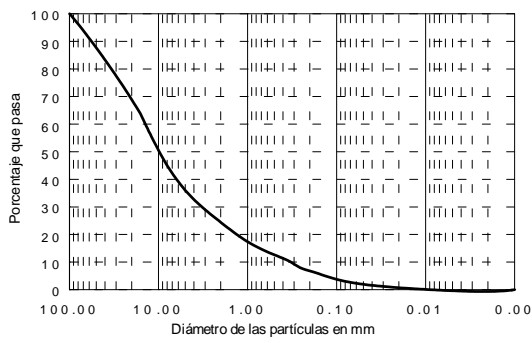
SONDEO CA2



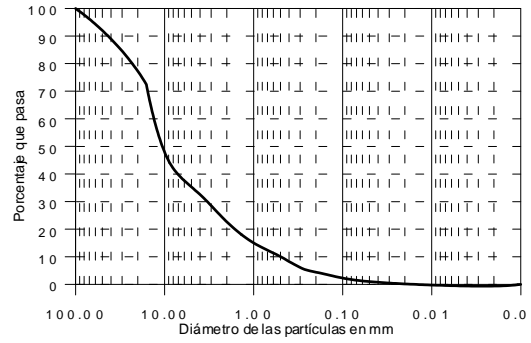
Muestra 2 - 0.0



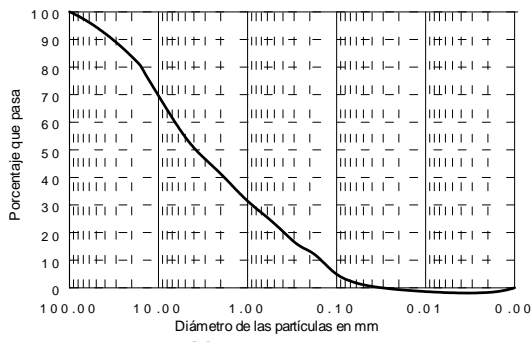
Muestra 2 - 0.2



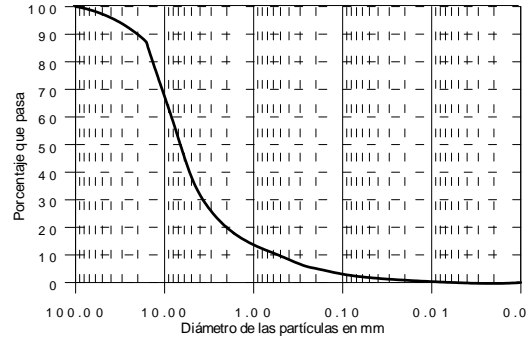
Muestra 2 - 3.4



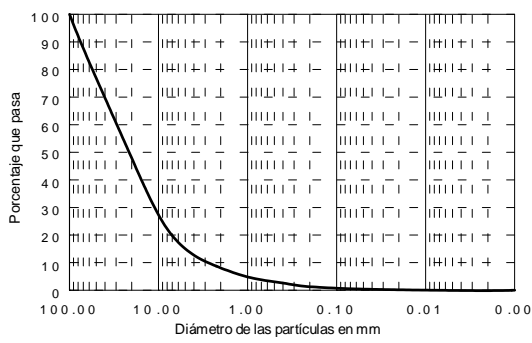
Muestra 2 - 3.8



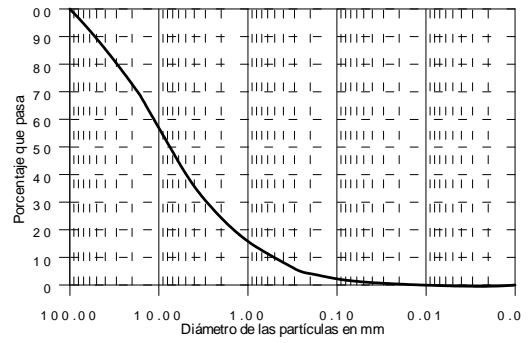
Muestra 2 - 4.0



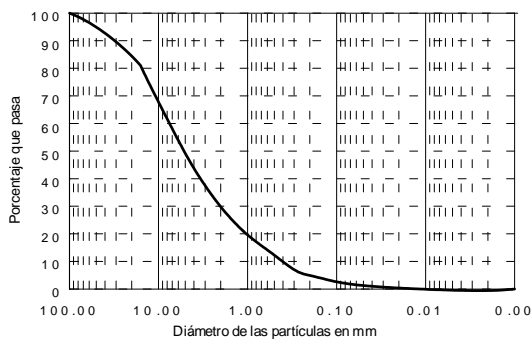
Muestra 2 - 4.6



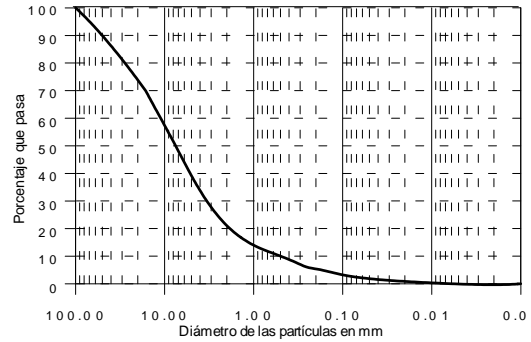
Muestra 2 - 5.2



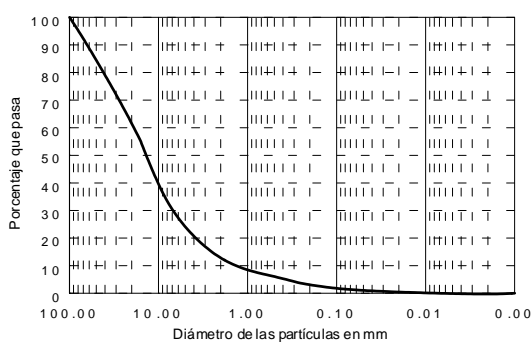
Muestra 2 - 5.8



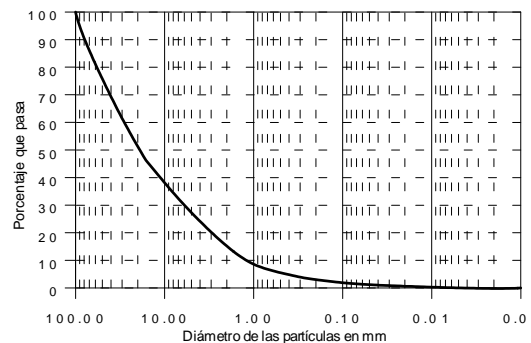
Muestra 2 - 6.4



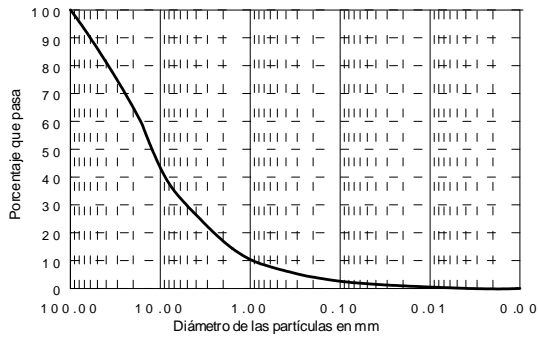
Muestra 2 - 7.0



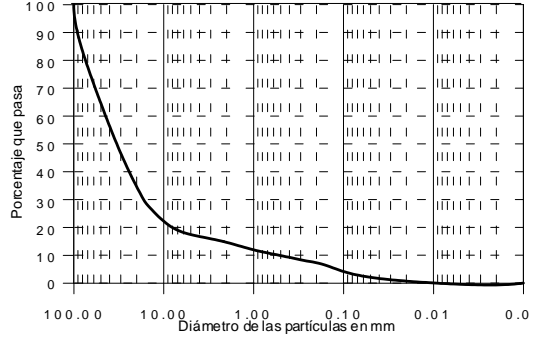
Muestra 2 - 7.6



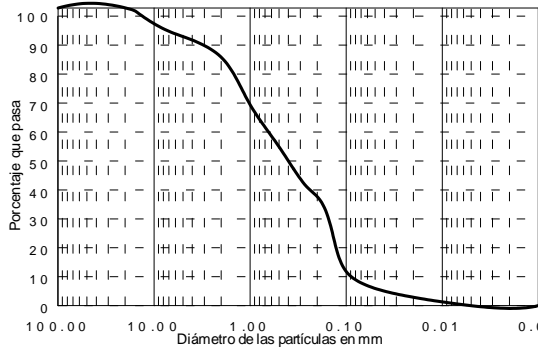
Muestra 2 - 8.2



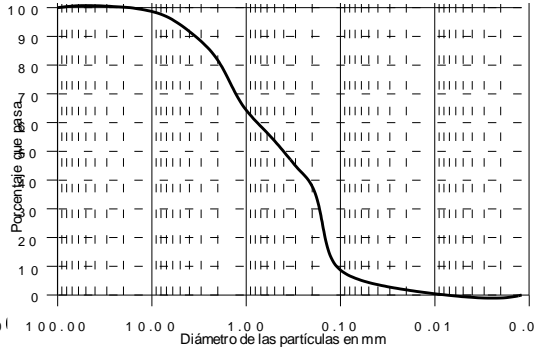
Muestra 2 - 8.8



Muestra 2 - 9.4

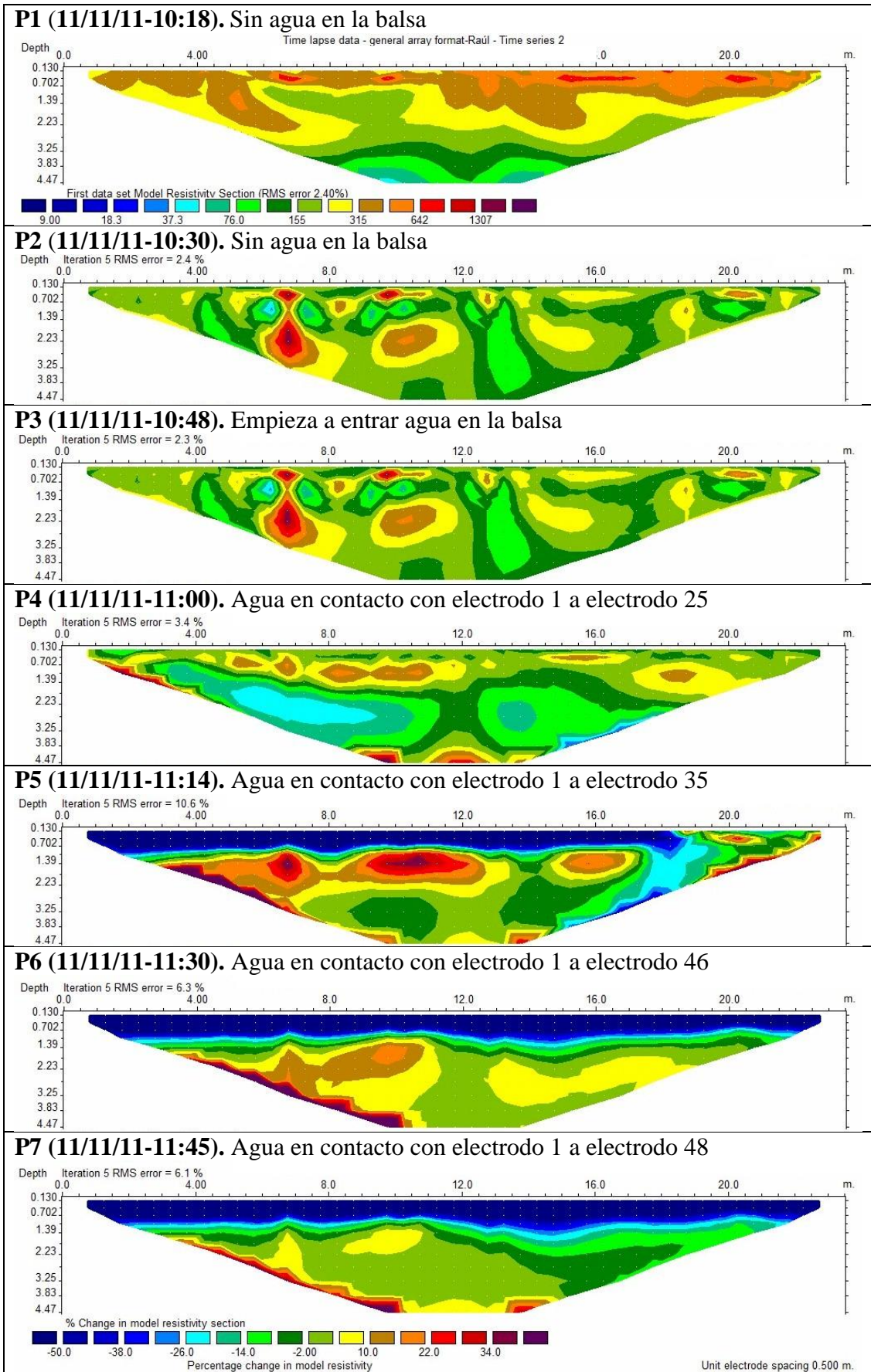


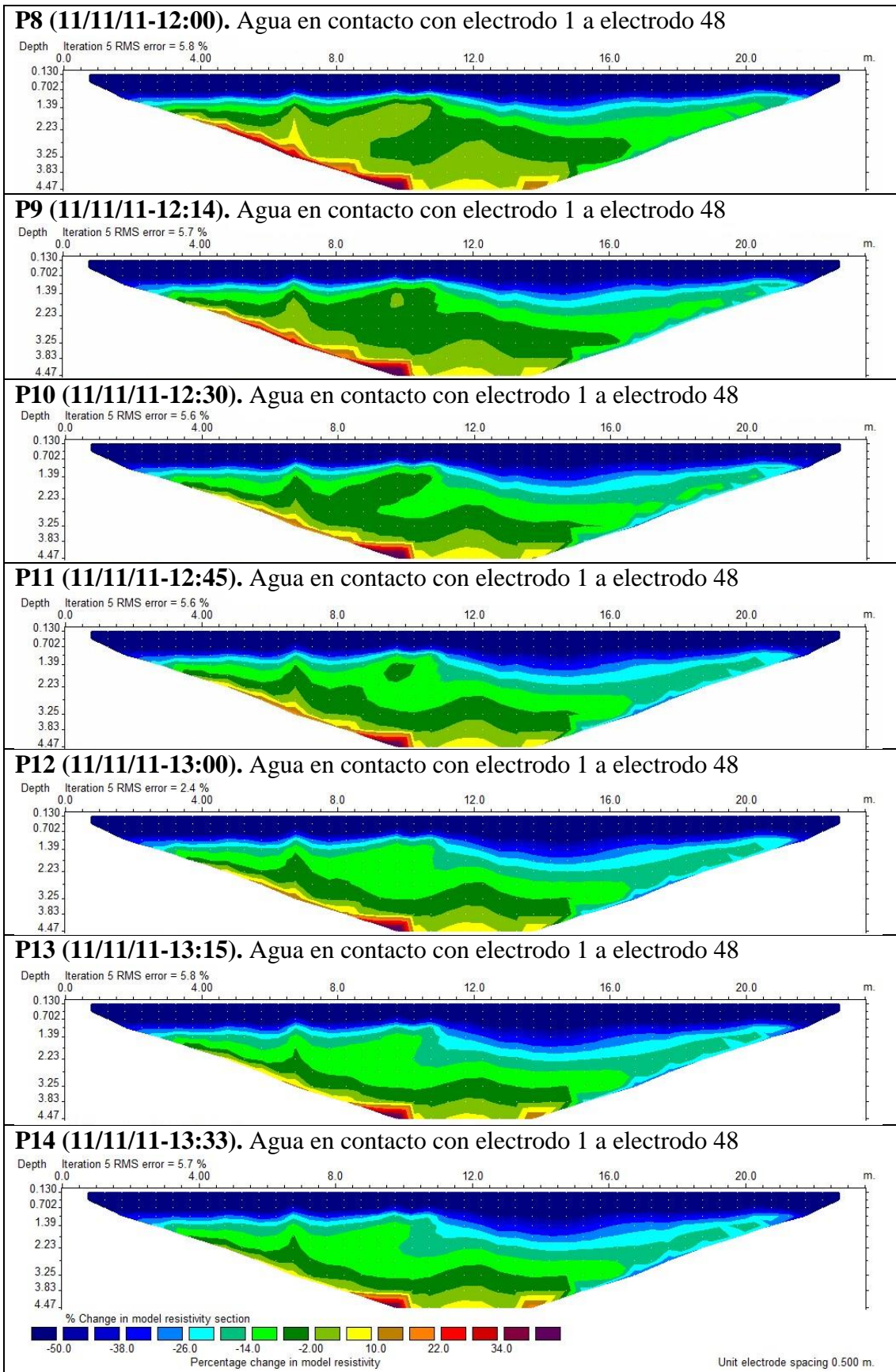
Muestra 2 - 10.0

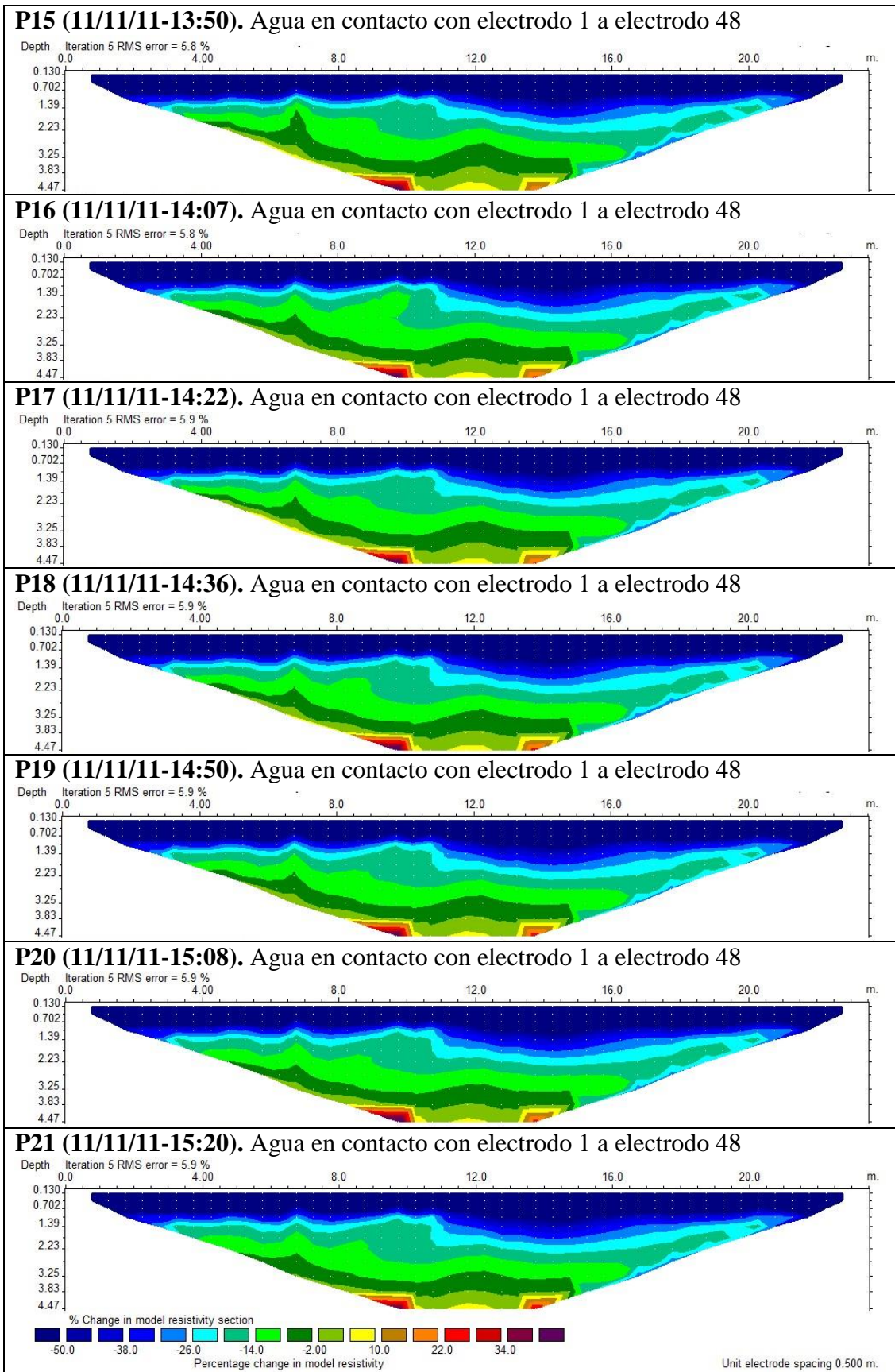


Muestra 2 - 10.6

Anexo 14. Perfiles time-lapse recarga balsa de Ca n'Albareda







Anexo 15. Caracterización geoléctrica inicial balsa Sant Vicenç

