1.1. Aplicaciones de GPR

El GPR es una herramienta de prospección geofísica no destructiva que se utiliza actualmente en diversas disciplinas de investigación, como son la ingeniería civil y geológica. En estos ámbitos generalmente se utiliza para la localización de daños y elementos estructurales. Se ha utilizado con éxito en la detección de grietas, humedades, zonas de perdida de espesor, localización de armaduras en hormigón y de cimentaciones y zapatas bajo los edificios, y otras aplicaciones para la geotecnia (Lorenzo, et al., 1995).

Su uso se extiende también a la hidrogeología en estudios del nivel freático o de difusión de contaminantes en suelos, a estudios de arqueología para la localización detallada de restos arqueológicos, en arquitectura para conocer la disposición de pilares y armaduras dentro del hormigón, y estudios forenses o investigaciones policiales de búsqueda de elementos enterrados.

El *Ground Penetrating Radar* es una herramienta de prospección de fácil montaje, cómodo de usar y que reproduce *in situ*, desde el mismo aparato o mediante la transferencia de archivos de datos (radargramas) a un ordenador personal, la respuesta del medio ante la propagación de las ondas emitidas. Con un correcto estudio previo del objetivo a estudiar y las propiedades electromagnéticas del entorno en el que se encuentra, es sencillo preparar la instrumentación necesaria para la correcta detección del objeto y mediante un buen procesado de los radargramas, se consiguen resultados con alta precisión.

	APLICACIONES		Antenas Frecuencia central [MHz]
CAMPO	Ingeniería Civil y Geotécnica	Localización y determinación del estado de zapatas y cimentaciones.	2600-500
		Localización de grietas en estructuras de hormigón.	2600-1600
		Localización de zonas de oxidación en armaduras de hormigón.	5000-1000
		Localización de zonas de aluminosis en hormigón.	5000-1000

CAMPO		Determinación del suelo bajo estructuras rígidas.	100-500
		Localización de cavidades en suelos calcáreos y/o duros.	10-500
		Localización de variaciones en las propiedades de las rocas ante excavaciones.	100-500
		Determinación de radio de armaduras y espesor de pilotes.	2600-500
	Minería	Localización de depósitos minerales.	< 200
		Determinación del nivel de aguas en reservorios (petróleo)	< 100
		Localización de cámaras subterráneas y galerías.	< 250
		Localización de cámaras con grisú	< 400
	Hidrogeología e Hidrología	Localización del nivel freático.	< 250
		Localización y determinación de acuíferos.	< 250
		Estudio de difusión de contaminantes.	< 400
		Determinación de conexiones entre acuíferos.	< 400
	Arquitectura	Localización de armaduras.	2600-1600
		Localización de conductos eléctricos/ agua/ gas/ fibra óptica.	2600-250
		Determinación de daños estructurales: grietas/ humedades en edificios/ aluminosis.	2600-1600
		Detección de raíces de árboles y otros elementos que comprometen la estabilidad estructural de un edificio.	1000-400
	Arqueología	Localización de elementos arquitectónicos enterrados	400-270
		Localización de vestigios de civilizaciones (diferentes a edificaciones)	270-200
		Localización de fósiles	500-250
		Localización de fosas comunes	400-200
		Localización de tumbas	400-200
	Agronomía	Control de mapas de usos de suelo.	< 250
		Localización del lecho rocoso.	< 200
		Determinación de techo y suelo de diferentes horizontes.	< 100
		Localización de niveles de turba.	< 400
		Localización de zonas contaminadas. Determinación del nivel de humedad superficial.	1000-400

	Forense	Localización de cuerpos enterrados	400-270
		Localización de fardos/ zulos/ túneles ilegales.	400-100
	Glaciología	Determinación de espesor de permafrost.	< 400
		Determinación de diferentes capas de hielo en glaciares	< 250
		Estudio geomorfológico de glaciares	< 100
	Fuerzas Armadas	Localización de minas antipersona.	2000-1000
		Localización de zulos.	1000-250
	Geología Marina	Determinación de geomorfología marina y costera	1000-400
		Determinación de estructuras sedimentarias de origen marino y costero	< 400

Tabla 1.1. Aplicaciones de GPR en diversas disciplinas y antenas necesarias para cada caso.

De los valores de frecuencia central de la antena usada para cada caso, es importante explicar que la frecuencia seleccionada para cada estudio depende de la profundidad a la que se encuentre el objeto de estudio. De forma que, para estudios donde la profundidad es inferior a 1 metro las antenas a usar son de frecuencias a partir de 1GHz (1000MHz), mientras que para estudios de elementos a profundidades comprendidas entre 1 y 15 metros se utilizan antenas de entre 100 y 500 MHz. Para estudios a mayor profundidad se suelen utilizar antenas de frecuencia variable. Así, una mayor frecuencia central de la antena permite el estudio de objetivos pequeños y a poca profundidad, mientras que una menor frecuencia central permite estudios a mayor profundidad y para objetivos de mayor tamaño.

1.1.1. Aplicaciones de GPR en zonas urbanas

Dado el nivel de edificación y construcción en las grandes urbes, se hace necesario el uso de técnicas de prospección no invasivas, que permitan realizar estudios detallados y a diferentes profundidades sin afectar las estructuras. El GPR es una herramienta muy útil en estudios del subsuelo en ciudades y suele acompañarse de otros métodos no invasivos como el método sísmico.

De las aplicaciones citadas anteriormente (Tabla 1.1), el uso de GPR en ciudades o zonas urbanas es una herramienta indispensable para estudios geotécnicos en la ingeniería civil, en arquitectura, en geología e ingeniería geológica e hidrología, en investigación para la ciencia forense y para la localización de servicios.

Es importante destacar la dificultad que puede presentar el estudio del subsuelo mediante GPR en zonas donde las condiciones de contorno exteriores puedan afectar los resultados. Estos elementos del entorno pueden ser estructuras superficiales como muros, techos o infraestructuras civiles (puentes) o elementos de seguridad ciudadana instalados en comisarías y centros públicos como los inhibidores de frecuencias. Ambos elementos generan interferencias, ya sea por crear amplitudes de onda mayores al interferir con la onda reflejada (efectos de borde), o por ser aparatos de emisión de ondas a alta frecuencia que cubren las ondas emitidas por la antena.

Del mismo modo, las ondas que producen los aparatos electrónicos y mecánicos como antenas, líneas de corriente eléctrica, generadores, motores y otros elementos que se encuentran en las ciudades interfieren en las señales recibidas por las antenas.

Cuando se realiza un estudio en la ciudad se debe conocer y considerar la presencia de estos elementos para poder esclarecer las anomalías que se registren en los radargramas. En algunas ocasiones estas interferencias pueden generar ciertas dudas sobre el subsuelo a estudiar y conviene conocer las limitaciones del GPR en estudios en ciudades.

1.1.2. Aplicación de GPR en microzonificación

Para llevar a cabo un estudio de microzonificación sísmica es necesario usar de forma complementaria diversas técnicas y aplicaciones, con la finalidad de determinar los límites zonales de partes del terreno con diferentes respuestas ante un evento sísmico. Dentro de estas técnicas, el GPR permite realizar trabajos en áreas extensas y para diversas profundidades y permite realizar análisis en 3D del subsuelo mediante un software, por lo que los resultados pueden obtenerse de forma rápida.

El GPR puede caracterizar zonas de fractura, cavidades, zonas de nivel freático, y en general dar de forma detallada la geomorfología de una zona. Realizar una microzonificación sísmica en la ciudad de Barcelona, y determinar y clasificar de zonas de diferente potencial de riesgo sísmico es de gran importancia ya que la ciudad se asienta sobre una gran variedad de elementos geológicos estructurales. Dentro de la

microzonificación sísmica realizada por Cid (2001) la zona estudiada en este proyecto (margen izquierda del *Eixample* de Barcelona) aparece en una zona de riesgo sísmico III. Hay que destacar que esta microzona sísmica es de gran extensión y presenta una gran variabilidad de pequeñas estructuras geológicas como zonas de paleocanales y antiguas rieras. La respuesta ante un evento sísmico de estas rieras, siendo elementos sedimentarios no cimentados, depositados en estructuras convexas como son los límites de las rieras, puede suponer una amplificación de la velocidad de las ondas sísmicas y por lo tanto aumentar los efectos destructivos para esa zona (Profesor Enrique Romero (UPC), comentario personal). Es importante poder determinar el alcance en profundidad y en dimensiones de estas estructuras para determinar la capacidad de estas de amplificar las ondas sísmicas y por lo tanto aumentar el riesgo potencial de la zona. Consiste en realizar una nanozonificación, considerando esta variedad de estructuras sedimentarias.

Siendo una zona pequeña, urbanizada y de alta densidad de habitantes y de servicios urbanos es importante utilizar un método no invasivo, silencioso y que no disturbe el día a día de la ciudad. Así, el GPR es la herramienta más indicada dada la extensión a estudiar, la precisión de resultados a obtener.

2. FUNDAMENTOS DEL ELECTROMAGNETISMO

El *Ground Penetrating Radar* (GPR) es una técnica de investigación geofísica no destructiva basada en el electromagnetismo. Se fundamenta en las ecuaciones de Maxwell, los conceptos de la óptica geométrica y ecuaciones de continuidad. La teoría describe el comportamiento de los campos electromagnéticos en zonas donde existen variaciones en las distribuciones superficiales de carga formando discontinuidades y permite determinar las variaciones en las propiedades electromagnéticas de los materiales a estudiar y por lo tanto clasificarlos y delimitar las estructuras que forman.

El electromagnetismo es una rama de la física que estudia los fenómenos eléctricos y magnéticos uniéndolos en una sola teoría mediante diferentes ecuaciones que determinan el campo eléctrico, el campo magnético y las fuentes materiales de cada uno de ellos (corriente eléctrica, polarización eléctrica y polarización magnética). En este capítulo se muestra de forma resumida el desarrollo de la teoría del electromagnetismo y las leyes fundamentales que rigen el comportamiento de las ondas electromagnéticas cuando atraviesan un medio no homogéneo.

2.1. Base teórica del electromagnetismo

Desde la antigüedad (Tales de Mileto, 600 A.C), la electricidad y el magnetismo han sido ciencias estudiadas por separado. No fue hasta 1820 cuando Hans Christian Oersted (1777-1851) observó la relación entre ambas ciencias al demostrar que el paso de corriente eléctrica en un alambre afectaba a la aguja magnética de una brújula (Halliday & Resnik, 1965). A partir de ese descubrimiento, científicos como Michael Faraday (1791-1867) y James Clerk Maxwell (1831- 1879) impulsaron el estudio de ambas ciencias de forma conjunta.

Maxwell estableció las leyes del electromagnetismo tal y como las conocemos actualmente (Tabla 4), a partir de resumir matemáticamente las leyes experimentales de la electricidad y el magnetismo elaboradas como campos independientes por Coulomb, Gauss, Biot y Savart, Ampère y Faraday (Tipler, et al., 2005). Autores posteriores como

Heaviside (1850- 1952) y Lorentz (1853- 1928) contribuyeron a aclarar las ecuaciones de Maxwell (Halliday & Resnik, 1965). Años más tarde Hertz (1857- 1894) reprodujo en laboratorio las ondas maxwellianas electromagnéticas conocidas en la actualidad como ondas cortas de radio. Marconi (1874- 1937) explotó la aplicación práctica de las ondas electromagnéticas de Maxwell y Hertz.

El campo electromagnético está formado por los planos Campo Eléctrico (E), Campo Magnético (B), perpendicular al campo eléctrico y el plano temporal, perpendicular a ambos, plano donde se encuentra el vector desplazamiento (Fig. 2.1).

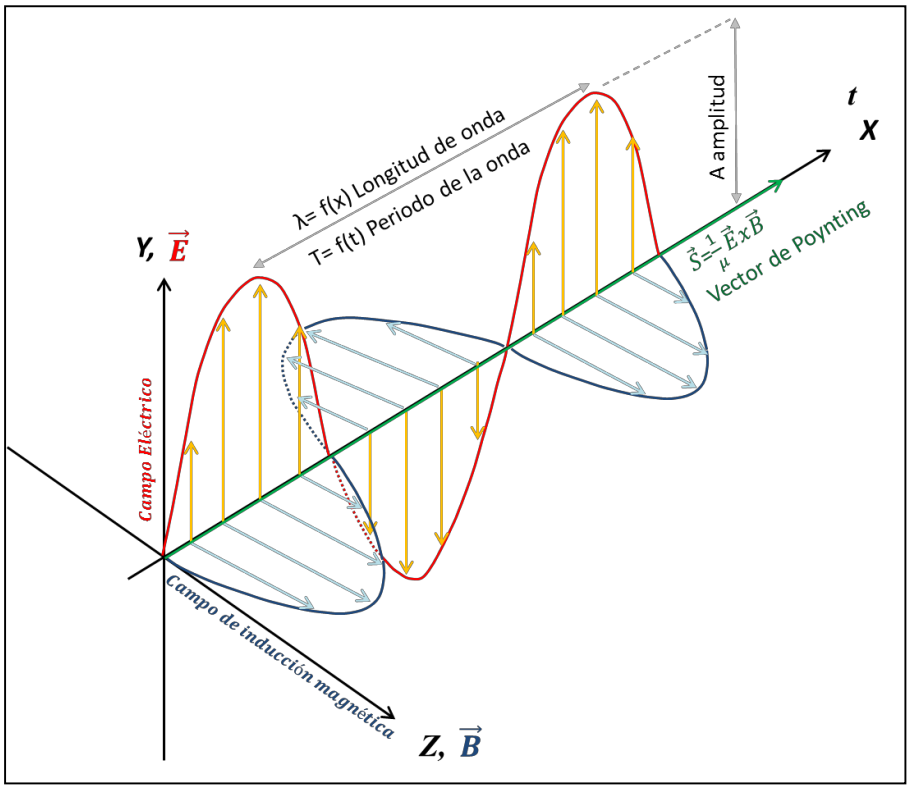

Figura 2.1. Campo eléctrico y campo magnético con el vector desplazamiento.

Las ecuaciones desarrolladas por Maxwell son (Halliday, et al., 1965):

$\oint \boldsymbol{E} \cdot d\boldsymbol{S} = \frac{1}{\varepsilon_0} \boldsymbol{Q}_{interior}$	Ley de Gauss de la electricidad, describe el flujo del campo eléctrico a través de cualquier superficie cerrada.
$\oint \boldsymbol{B} \cdot d\boldsymbol{S} = 0$	Ley de Gauss del magnetismo, describe el flujo del vector de campo electromagnético B es cero a través de cualquier superficie cerrada.

$\oint \boldsymbol{B} \cdot d\boldsymbol{l} = \mu_0 \varepsilon_0 \frac{d\Phi_E}{dt} + \mu_0 i$	Ley de Ampère (desarrollada por Maxwell) describe cómo rodean las líneas de campo magnético a una superficie a través de la cual está pasando una corriente o existe un flujo eléctrico variable.
$\oint \boldsymbol{E} \cdot d\boldsymbol{l} = -\frac{d\Phi_B}{dt}$	Ley de Faraday de la inducción describe cómo rodean las líneas de campo eléctrico cualquier superficie en la que existe un flujo magnético variable.

Tabla 2.1. Ecuaciones fundamentales del electromagnetismo: Ecuaciones de Maxwell .

Donde ε_0 es la permitividad dieléctrica del espacio libre ($\varepsilon_0 = 8{,}854 \times 10^{-12}$ F/m) y μ_0 es la permeabilidad magnética del espacio libre ($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} H/m$).

2.2. Comportamiento de las ondas electromagnéticas

A partir de las fórmulas de Maxwell (Tabla 2.1), se obtuvieron las ecuaciones del comportamiento de las ondas electromagnéticas. En la siguiente tabla se resumen estas ecuaciones,

$c = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_0 \mu_0}} = 2{,}998 \times 10^8$	Velocidad de las ondas electromagnéticas en el vacío	(2.1)
$E = c \cdot B$	Relación entre campo eléctrico E y magnético B en un espacio libre	(2.2)
$\eta = \eta_e + \eta_m = \frac{1}{2}\varepsilon_0 E^2 + \frac{1}{2}\varepsilon_0 E^2 = \varepsilon_0 E^2 = \frac{B^2}{\mu_0} = \frac{EB}{\mu_0 c}$	Densidad de energía de una onda electromagnética	(2.3)
$I = \eta_m c = \frac{1}{2}\frac{E_0 B_0}{\mu_0} = \frac{E_{ei} B_{ei}}{\mu_0} = \lvert s \rvert_m$	$\vec{S}$ (Vector de Poynting) tiene como módulo la Intensidad instantánea y su dirección es la dirección de propagación de la onda.	(2.4)
$p = \frac{U}{c}$	Cantidad de movimiento y energía en una onda electromagnética	(2.5)
$P_r = \frac{1}{c} = \frac{E_0 B_0}{2c\mu_0} = \frac{E_{ei} B_{ei}}{c\mu_0} = \frac{E^2}{2c^2 \mu_0} = \frac{B_0}{2\mu_0}$	Presión de radiación	(2.6)

Tabla 2.2. Leyes de las ondas electromagnéticas a partir de las ecuaciones de continuidad.

La variación entre ondas electromagnéticas viene determinada por su longitud de onda y la frecuencia. Estos dos parámetros de las ondas quedan relacionados por la ecuación:

$$f = \frac{c}{\lambda} \tag{2.7}$$

Donde c es la velocidad de propagación de la onda electromagnética en un medio ([m/s]), $\boldsymbol{\lambda}$ es la longitud de la onda en dicho medio (m), y f es la frecuencia del pulso emitido (Hz). Las ondas electromagnéticas se producen al acelerar las cargas eléctricas que al oscilar radian ondas electromagnéticas con una frecuencia igual a la frecuencia de oscilación. La longitud de onda emitida está determinada por la frecuencia de oscilación de las cargas.

Las diferencias entre las longitudes de onda es determinante en el comportamiento de éstas ya depende del valor relativo de la longitud de onda comparado con el tamaño de los objetos físicos o las aberturas que encuentren en ellos haya. También la frecuencia influye en la interacción que se produce entre las ondas y la materia.

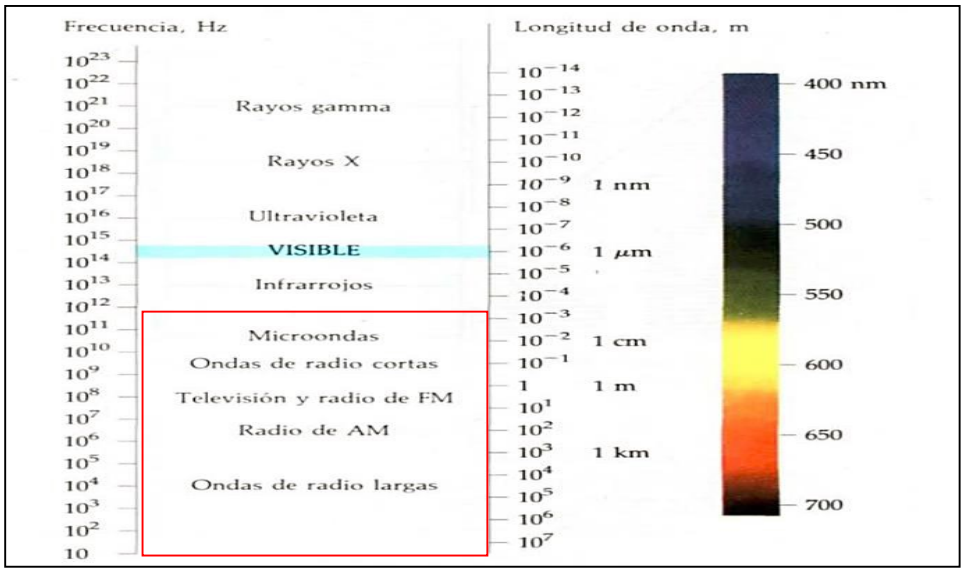

Figura 2.2. Espectro electromagnético. El recuadro rojo marca las frecuencias a las que trabajan los equipos de GPR.

El espectro electromagnético es la división por intervalos de longitud de onda y de frecuencias, haciendo una clasificación de los tipos de ondas electromagnéticas. En la figura 2.2 está remarcado el espectro de ondas electromagnéticas. Éste rango comprende un intervalo de frecuencias de 1 Hz a 10 GHz (Tipler, et al., 2005).

2.2.1. Velocidad de propagación

Estudiando mediante las ecuaciones de Maxwell (1867) la propagación de una onda plana en la dirección $\vec{r}$,suponiendo una variación del campo armónica respecto al tiempo (en función de $e^{i\omega t}$) se puede obtener las relaciones entre la propagación de una onda electromagnética y el medio que atraviesa, según las ecuaciones:

$$\vec{E}(\vec{r},t) = \vec{E_0} e^{(i\omega t - \gamma \vec{r})} \tag{2.8}$$

$$\vec{H}(\vec{r},t) = \vec{H_0} e^{(i\omega t - \gamma \vec{r})} \tag{2.9}$$

Ambas ecuaciones tienen una parte que define la propagación de la onda con el tiempo y una parte que describe la disminución de la amplitud de la onda con la distancia recorrida en $\vec{r}$durante su propagación por el medio. Este término de la amplitud depende de un factor de decaimiento γ, que es la constante de propagación o número complejo de onda, caracterizado por los parámetros electromagnéticos de cada medio.

$$\gamma = i\omega\sqrt{\varepsilon_0 \varepsilon_r \mu_0 \mu_r} = i\frac{\omega}{c}\sqrt{\varepsilon_r \mu_r} = i\frac{2\pi}{\lambda_0}\sqrt{\varepsilon_r \mu_r} \tag{2.10}$$

Donde c, ε_0, μ_0, λ_0 son los parámetros característicos de una onda electromagnética en el vacío, ε_r y μ_r son la constante dieléctrica relativa y la permeabilidad magnética del medio y la pulsación del campo electromagnético externo ω.

Separando la constante de propagación en sus términos real e imaginario,

$$\gamma = \alpha + i\beta \tag{2.11}$$

se puede determinar el factor de atenuación de la onda (α) y la constante de fase de la onda (β), que determina la velocidad de fase descritos por Turner y Siggins (1994) y García (1997) como:

$$\alpha = \omega Im\sqrt{\varepsilon_0 \varepsilon_r \mu_0 \mu_r} = \frac{\omega}{c} Im\sqrt{\varepsilon_r \mu_r} \tag{2.12}$$

$$\beta = \omega Re\sqrt{\varepsilon_0 \varepsilon_r \mu_0 \mu_r} = \frac{\omega}{c} Re\sqrt{\varepsilon_r \mu_r} \tag{2.13}$$

Podemos relacionar la constante de fase de la onda con la velocidad de propagación de una onda electromagnética en un medio material, mediante la relación entre la pulsación del campo electromagnético externo ω y la velocidad de fase V.

$$V = \frac{\omega}{\beta} = \frac{\omega}{\frac{\omega}{c} Re\sqrt{\varepsilon_r \mu_r}} \cong \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu_r \varepsilon_r}{2}(1 + (\frac{\sigma}{\omega\varepsilon})^2 + 1)}} \quad (2.14)$$

Para medios no magnéticos, los más abundantes en estudios con georradar, la permeabilidad magnética es próxima a μ_r=1, por lo tanto, la ecuación queda simplificada a:

$$V = \frac{\omega}{\beta} = \frac{c}{Re\sqrt{\varepsilon_r \mu_r}} \quad (2.15)$$

En muchos casos, la parte imaginaria de la permitividad dieléctrica es pequeña comparado con la parte real; depende de la conductividad del medio y del factor de pérdidas dieléctricas relacionado con la relajación en la molécula de agua. En medios dieléctricos el término asociado a la conductividad es pequeño, comparado con el producto de la frecuencia por la permitividad relativa. Por lo tanto, la parte real de la constante de propagación, para las frecuencias de entre 10MHz y los 1000MHz, es mucho mayor que la parte imaginaria. De este modo, la fórmula de la velocidad de propagación se simplifica como:

$$V = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon_0 \varepsilon_r \mu_0}} = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (2.16)$$

El valor máximo de la velocidad de propagación se da cuando el medio es el aire ($\pm 0{,}3$ m/ns) y el valor mínimo en el agua ($\pm 0{,}034$ m/ns). Entre estos valores se encuentran las velocidades de propagación para los materiales del subsuelo (The BurVal Working Group, 2006).

2.2.2. Longitud de onda en un medio material

La longitud de una onda electromagnética en un determinado medio λ_m relaciona la velocidad de fase y de la frecuencia de onda emitida.

$$\lambda_m = \frac{2\pi}{\beta} = \frac{2\pi}{\omega} V = \frac{2\pi}{\omega} \frac{c}{Re\sqrt{\mu_r \varepsilon_r}} = \frac{\lambda_0}{Re\sqrt{\mu_r \varepsilon_r}} \quad (2.17)$$

Donde se puede comprobar que está relacionada con la longitud de onda en el vacío. Para medios no ferromagnéticos, donde $\mu_r = 1$,

$$\lambda_m = \frac{\lambda_0}{Re\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (2.18)$$

Es un parámetro de la onda importante para el estudio con georradar ya que determina la resolución vertical. Esta característica vendrá determinada por la frecuencia de emisión de la antena y la constante dieléctrica efectiva del material.

2.2.3. Interferencias

En la física, se entiende por interferencia el fenómeno por el que dos o más ondas se superponen, lo que significa que al coincidir pueden amplificarse o desaparecer de acuerdo con los principios de suma de oscilaciones armónicas (Departamento de Física Aplicada III. ETSI - Universidad de Sevilla, 2010).

Existen diferentes condiciones de interferencia entre ondas dependiendo del sentido de propagación de las ondas coincidentes:

Mismo sentido

En el caso más sencillo, consideramos dos ondas que se propagan en la misma dirección y sentido. Dependiendo de las características de cada onda existen diferentes tipos de onda resultante:

1. Suma de ondas con la misma frecuencia y amplitud, pero una desfasada de la otra un ángulo Φ, o una determinada diferencia en ΔX sobre la longitud de onda de la primera onda. Las ecuaciones de estas ondas serán:

$$y_1 = A_0 \cos(\omega t - kx) \qquad y_2 = A_0 \cos(\omega t - kx + \Phi) \quad (2.19.a)$$

$$\frac{\Delta x}{\lambda} = \frac{\Phi}{2\pi} \quad (2.19.b)$$

La superposición de estas ondas, después de operar por trigonometría, queda expresada como:

$$y = 2A_0 \cos\left(\frac{\Phi}{2}\right) \cos\left(\omega t - kx + \frac{\Phi}{2}\right) = A(\Phi) \cos(\omega t - kx + \Phi') \tag{2.20.a}$$

$$A(\Phi) = 2A_0 \cos\left(\frac{\Phi}{2}\right) \qquad \Phi' = \frac{\Phi}{2} \tag{2.20.b}$$

La nueva onda formada por la suma de dos ondas de igual frecuencia y amplitud, tendrá un desfase que es la media de los desfases de las ondas sumadas y una amplitud que es función de ese desfase.

Dependiendo del valor del desfase entre las ondas coincidentes se tiene:

- **Interferencia constructiva** El desfase entre ondas en múltiplo par de π o el desfase en Δx es de un número entero de longitudes de onda

  $$\Phi = 2n\pi \qquad \Delta x = n\lambda$$

  Las ondas son completamente coincidentes y la onda resultante está en fase con ambas y su amplitud es el doble que las otras.

  $$A(0) = 2A_0 \qquad \Phi'(0) = 0$$

  En este caso, al tener una amplitud el doble que las otras, la energía de la onda resultante es cuatro veces mayor que la de las ondas coincidentes.

- **Interferencia destructiva** El desfase entre ondas en múltiplo impar de π o el desfase en Δx es de un número semi-entero de longitudes de onda

  $$\Phi = (2n+1)\pi \qquad \Delta x = n\lambda$$

  Las ondas son iguales pero de sentido contrario por lo tanto, se cancelan. La onda resultante es nula.

  $$A(\pi) = 0 \qquad \Phi' = \frac{\pi}{2}$$

  Para este tipo de interferencia, la energía es nula.

En la figura 2.3 se puede ver la onda resultante (morada) para diferentes desfases de onda de las ondas coincidentes.

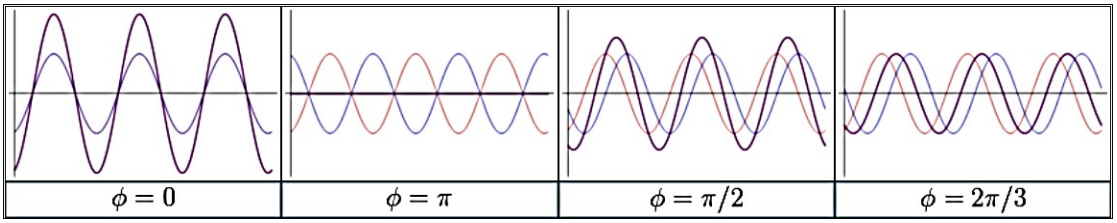

Figura 2.3. Onda resultante (en color morado) de la suma de ondas con igual longitud de onda y amplitud, desfasadas cierto ángulo Φ (naranja y azul).

2. Suma de ondas que se propagan en la misma dirección y sentido pero con diferente amplitud y fase.

$$y_1 = A_1 \cos(\omega t - kx) \qquad y_2 = A_2 \cos(\omega t - kx + \Phi) \qquad (2.21)$$

Para este caso, el uso de la trigonometría para la resolución de la ecuación de la onda resultante es más complejo. Se explican dos casos sencillos dependiendo del valor del desfase entre las ondas coincidentes se tiene:

- **Interferencia constructiva**

  El desfase entre las ondas coincidentes es nulo, y la onda resultante tiene como amplitud la suma de ambas amplitudes.

  $\Phi = 0 \rightarrow \qquad y = y_1 + y_2 = (A_1 + A_2) \cos(\omega t - kx) \qquad (2.22)$

  Las ondas son completamente coincidentes y la onda resultante está en fase con ambas y su amplitud es el doble que las otras.

- **Interferencia destructiva**

  Las ondas coincidentes están en contrafase,

  $\Phi = \pi \qquad y = y_1 + y_2 = |A_1 - A_2| \cos(\omega t - kx) \qquad (2.23)$

  La onda resultante no llega a ser nula porque las amplitudes de las ondas coincidentes no son iguales.

La energía de la onda resultante es la suma de las energía más un término dependiente de las amplitudes y del desfase entre las ondas coincidentes. Este último término es positivo cuando la interferencia es constructiva, y negativo cuando la interferencia es destructiva.

$$E = E_1 + E_2 + \mu\omega^2\lambda A_1 A_2 \cos \Phi \qquad (2.24)$$

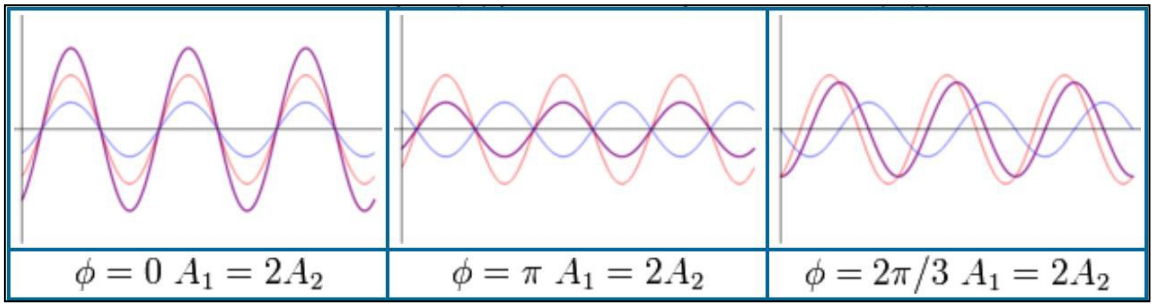

Figura 2.4. Onda resultante (morada) de la suma de dos ondas desfasadas y con diferentes amplitudes (naranja y azul).

Sentido opuesto

En este caso, existen también dos posibilidades.

1. Que las ondas coincidentes tengan igual frecuencia y amplitud. No se considera el efecto de desfase Φ, ya que no es relevante en los resultados.

$$y_1 = A\cos(\omega t - kx) \qquad y_2 = A\cos(\omega t + kx) \qquad (2.25)$$

La onda resultante, aplicando relaciones trigonométricas, resulta:

$$y = 2A\cos(\omega t)\cos(kx) \qquad (2.26)$$

Descrita como onda estacionaria queda:

$$y = A(x)\cos(\omega t)\ ,\ donde\ A(x) = 2A\cos(kx) \qquad (2.27)$$

La suma de las dos ondas da como resultado una onda donde todos los puntos oscilan en fase con una amplitud (A(x)) que es función de la posición en la que se encuentre la onda (depende del coseno). Así, existen puntos donde la amplitud de oscilación es nula, llamados nodos y puntos donde la amplitud de oscilación es máxima, llamados vientres (Fig. 2.5).

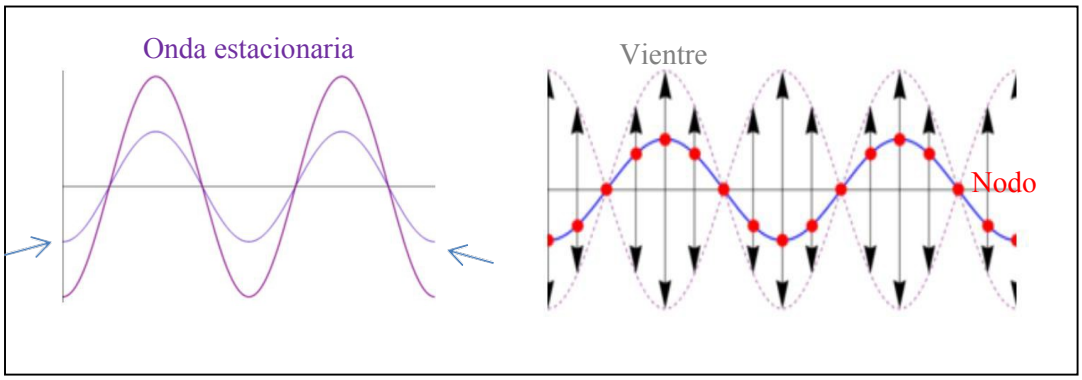

Figura 2.5. Onda estacionaria resultante de la suma de dos ondas de igual amplitud y frecuencia que se propagan en sentido opuesto. Las flechas azules indican el sentido de propagación de la onda.

2. Que las ondas coincidentes tengan igual frecuencia pero diferente amplitud.

$$y_1 = A_1 \cos(\omega t - kx) \qquad y_2 = A_2 \cos(\omega t + kx) \tag{2.28}$$

La onda resultante resulta:

$$y = y_1 + y_2 = (A_1 + A_2)\cos(\omega t - kx) + 2A_2 \cos(\omega t)\cos(kx) \tag{2.29}$$

Esta superposición se divide en una parte estacionaria y otra propagada.

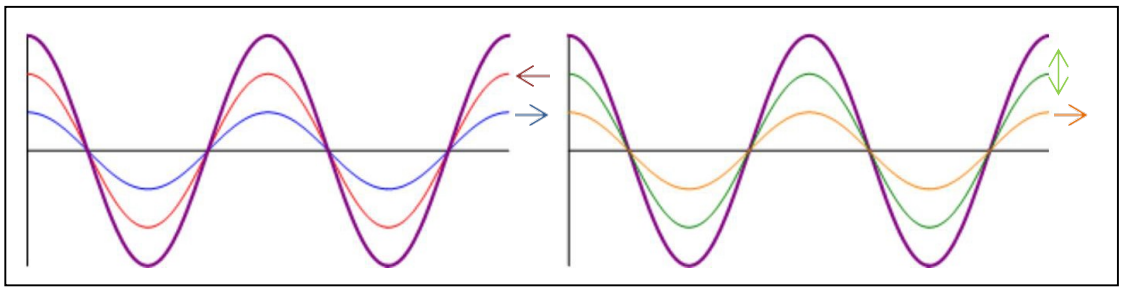

Figura 2.6. Onda resultante (en color morado) de la coincidencia de dos ondas con diferentes amplitudes (colores naranja y azul, y verde y amarillo).

La onda resultante (morada) es la misma en los dos casos. En el lado izquierdo, ambas ondas son viajeras, mientras que en el derecho, una de ellas (verde) es estacionaria.

2.3. Propiedades Electromagnéticas del Medio

Las propiedades electromagnéticas del suelo quedan descritas mediante la permitividad dieléctrica (ε), la permeabilidad magnética (μ) y la conductividad eléctrica (σ). Las propiedades dieléctricas de los materiales definen su capacidad de almacenar energía potencial eléctrica bajo la influencia de un campo eléctrico.

2.3.1. Conductividad eléctrica σ

Es la medida de la respuesta de las cargas libres de un medio en presencia de un campo eléctrico externo, relacionando el campo libre (E, [V/m]) y la densidad de corriente eléctrica (J_f , [A/m^2]) debida al movimiento de esas cargas libres. Mide la capacidad de un material para conducir corriente eléctrica.

$$\vec{J_f} = \sigma \vec{E} \qquad \text{[S/m]} \qquad (2.30)$$

El rango de la conductividad eléctrica distingue entre materiales conductores, semiconductores y aislantes (Tabla 2.3).

	Conductores	Semiconductores	Aislantes
Conductividad [Siemens/metro]:	$\sigma > 10^5$	$10^5 > \sigma > 10^{-8}$	$\sigma < 10^{-8}$

Tabla 2.3. Clasificación de los materiales según la conductividad.

Cuando se analiza la conductividad de un terreno (medio extenso), no debe sólo determinarse a partir del análisis de los materiales del terreno sino que debe considerarse también la influencia en la conductividad por la presencia de agua en los poros y la presencia en ésta de disoluciones químicas.

Para minerales metálicos o en el caso de las arcillas, existe una resistividad propia del material que los forma, mientras que en la mayoría de las litologías la conductividad es electrolítica, donde la conducción de electricidad depende de los fluidos presentes en su estructura y de los iones disueltos en ese fluido. La resistividad es la inversa de la conductividad eléctrica (Fig. 2.7).

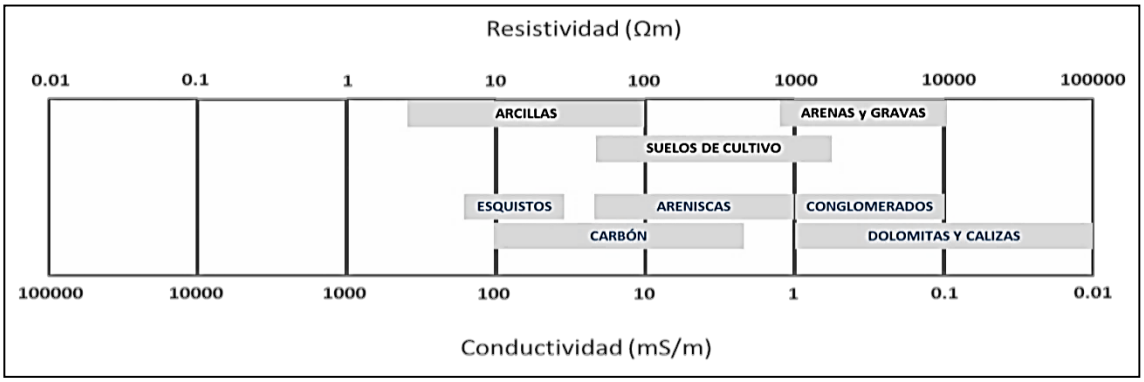

Figura 2.7. Valores de Conductividad y Resistividad para diferentes suelos o rocas.

Al estudiar estructuras geológicas formadas por una misma materia pero de gran extensión, se debe considerar la no homogeneidad del material en toda la extensión, debido a variaciones en parámetros como la porosidad y en la variación de la conductividad por la presencia de fluidos con iones disueltos. Este factor de las disoluciones depende fuertemente de la temperatura y de otras condiciones de contorno a las que está sometido un suelo como son la conexión entre poros, la difusión, la presión de agua, recarga de acuíferos, intrusiones salinas, contaminantes y otros).

Considerando todas estas variables, la conductividad queda expresada como un número complejo de forma que la parte real del número σ_R determina la amplitud de la corriente en fase con un campo eléctrico externo y la parte imaginaria $\sigma_\Im$ refleja la amplitud de la corriente desfasada con el campo eléctrico externo (Pérez Gracia, 2001).

$$\sigma = \sigma_R - \sigma_\Im \mathrm{i} \tag{2.31}$$

De este modo quedan determinadas las pérdidas que se producen en la propagación de ondas electromagnéticas cuando atraviesan un medio natural, tanto para el campo eléctrico como para el campo magnético. Este fenómeno de pérdida de propagación se conoce como atenuación de la onda original.

Para muchos materiales de interés en la prospección con georradar, las pérdidas por magnetismo son débiles y por lo tanto no se consideran dentro de la componente imaginaria de la ecuación 9. Por otro lado, la absorción de la radiación electromagnética en materiales dieléctricos se debe a la conducción y a los efectos dieléctricos, siendo dos variables que no se pueden separar para dichos materiales (Daniels, 2007).

2.3.2. Permitividad dieléctrica ε

La permitividad dieléctrica relativa de un material mide la capacidad de polarización de dicho material en presencia de un campo eléctrico, esto es la capacidad de que cargas opuestas dentro de un mismo material se separen una cierta distancia en función de la dirección del campo eléctrico.

Para definir la permitividad relativa ε_r, primero definiremos la permitividad absoluta ε. Ésta es una constante de proporcionalidad entre la intensidad de campo eléctrico externo $\vec{E}$ y el vector desplazamiento eléctrico $\vec{D}$, y se define como el producto entre una permitividad relativa del material y la permitividad dieléctrica del vacío ε_0.

$$\vec{D} = \varepsilon\vec{E} \qquad \text{[Faraday/metro]} \qquad (2.32)$$

$$\varepsilon = \varepsilon_0\varepsilon_r \qquad \text{adimensional} \qquad (2.33)$$

Los valores de permitividad relativa para materiales del subsuelo se encuentra entre un intervalo de [1,81], siendo 1 el valor para la permitividad del aire y 81 la permitividad del agua a 20ºC de temperatura.

Igual que en el caso de la conductividad, la permitividad se expresa en forma de número complejo, donde la componente real produce una corriente en fase respecto al campo eléctrico externo y la componente imaginaria crea una corriente de desfase respecto dicho campo (Daniels, 2007) y expresa el valor de pérdidas dieléctricas y el factor de pérdidas por conducción (Pérez Gracia, 2001).

$$\varepsilon = \varepsilon_R - \varepsilon_I i \qquad (2.34)$$

Para caracterizar un suelo se utiliza esta relación entre la polarización y la conductividad estática (Tabla 2.4) a partir de una frecuencia dada.

Frecuencias	1000 MHz – 10 MHz	10 MHz- 100Hz	f< 100 HZ
Factor predominante	polarización	Conductividad estática	Ninguna

Tabla 2.4. Relación de frecuencias con el factor predominante para la permitividad.

2.3.3. Permeabilidad magnética μ

Este parámetro relaciona la inducción magnética con la intensidad de campo magnético y se de forma simplificada se puede escribir como:

$$\vec{B} = \mu_0 \mu_r \vec{H} = \mu_0 (1 + \chi_m) \vec{H} = \mu \vec{H} \qquad \text{[Henri/metro]} \qquad (2.35)$$

Donde χ_m es la constante de proporcionalidad entre la imanación de un material ($\vec{M}$) y la intensidad de campo magnético ($\vec{H}$).

La permeabilidad magnética se expresa también como un número complejo donde la parte real μ_R expresa la energía magnética almacenada en el material, conocida como la permeabilidad magnética estática y la parte imaginaria μ_I determina el valor de pérdidas magnéticas debidas a corrientes turbulentas, histéresis, viscosidad magnética del material, etc., conocida como permeabilidad magnética viscosa (Pérez Gracia, 2001).

$$\mu_r = \mu_R - \mu_I i = 1 + \chi_m \qquad (2.36)$$

Para los materiales a estudiar con georradar, a excepción de aquellos que contienen minerales ferromagnéticos se cumple que la permeabilidad magnética es similar a 1, no dependiendo de la frecuencia del campo magnético.

2.4. Características de la propagación de las ondas en el medio

Cada pulso de emisión de energía desde la antena al medio, en forma de ondas electromagnéticas, se produce en un haz de forma cónica, con una base elíptica en la que la dirección del radio mayor corresponde a la dirección de desplazamiento de la antena y el radio menor es perpendicular (Fig. 2.8),

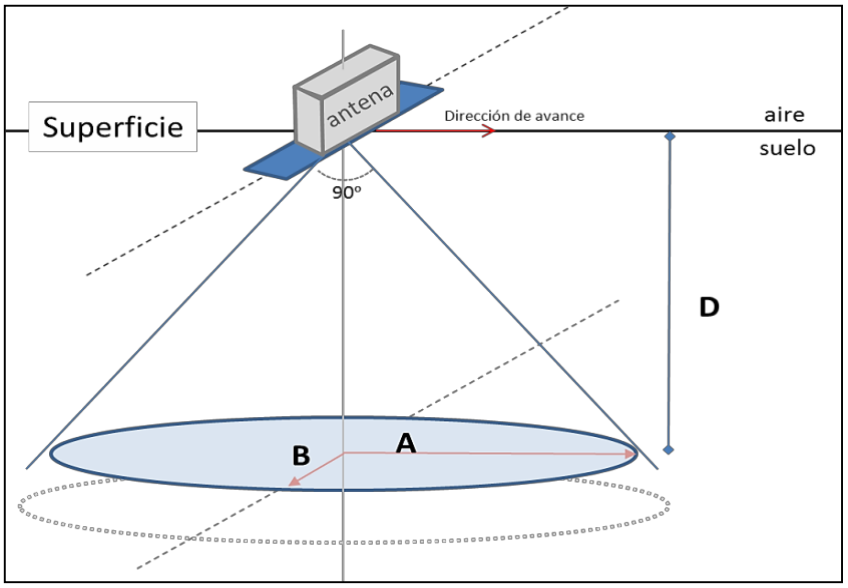

Figura 2.8. Esquema de propagación de las ondas electromagnéticas en el medio.

Donde:

$$A = \frac{\lambda}{4} + \frac{D}{\sqrt{(\varepsilon + 1)}} \tag{2.37}$$

$$B = \frac{A}{2} \tag{2.38}$$

Ambos radios dependen de la profundidad D, la longitud de onda emitida ($\boldsymbol{\lambda}$) y de la permitividad del medio (ε) (Milsom, et al., 2011). El ángulo de radiación, en la dirección es de 45º con la vertical, lo que significa que entre los lados del cono delimitados por el radio mayor hay un ángulo de 90º (Pérez Gracia, 2001).

2.5. Óptica geométrica

Al analizar la respuesta de una onda electromagnética, dentro de la óptica geométrica, se considerarán las variaciones en las propiedades del medio al ser atravesado por una onda de frecuencia y longitud de onda determinada.

Reflexión y refracción

Cuando una onda electromagnética incide sobre una superficie de discontinuidad (superficie que separa dos medios con propiedades electromagnéticas diferentes) se produce una división de la energía incidente, repartiéndose entre la onda la onda reflejada y la onda refractada.

La onda incidente y la onda reflejada forman cada una un ángulo con la línea perpendicular a la superficie de incidencia (Fig. 2.9A). El ángulo formado por el rayo incidente y la normal θ_i se denomina ángulo de incidencia, formando ambas líneas el plano de incidencia. El rayo reflejado está en el plano de incidencia y forma un ángulo θ_r con la normal.

La energía que se transmite en forma de onda al otro medio, forma un ángulo $\boldsymbol{\theta_R}$ conocido como ángulo de refracción (Fig. 2.9B). La onda transmitida al segundo medio es resultado de la interferencia entre la onda incidente y la onda reflejada, reduciendo la velocidad de la onda transmitida.

En este caso, la relación entre el ángulo incidente y el ángulo de refracción dependerá de las propiedades electromagnéticas de los medios que atraviesan.

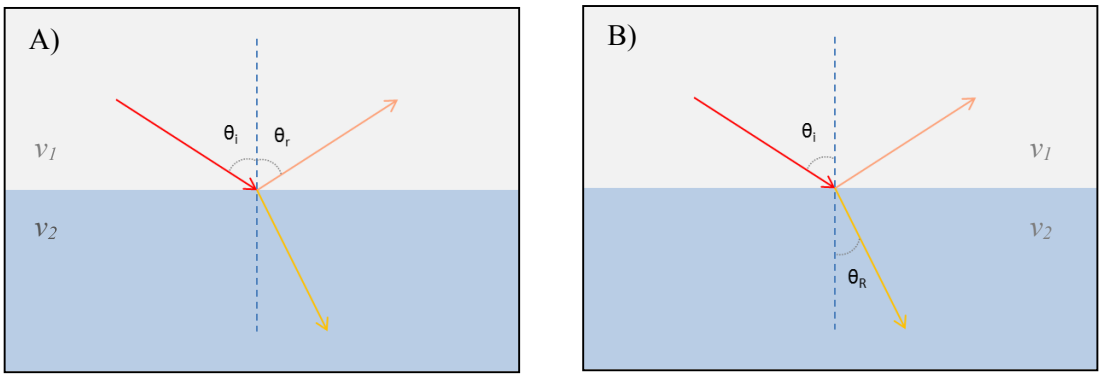

Figura 2.9. . Esquema de onda incidente y reflejada. A) Ley de reflexión. B) Ley de refracción.

La relación entre el ángulo de incidencia de la onda y los de reflexión y refracción están relacionados tal como lo expresa la ley de Snell, a partir de las velocidades de propagación en los medios separados por la discontinuidad, v_1 y v_2 (Fig. 2.9):

$$\frac{\sin\theta_i}{v_1} = \frac{\sin\theta_r}{v_1} = \frac{\sin\theta_R}{v_2} \tag{2.39}$$

Los coeficientes de transmisión (T) y de reflexión (R) definen el porcentaje de energía que se refracta (se transmite al medio inferior) y se refleja. Considerando la energía incidente como la unidad, estos coeficientes pueden expresarse como:

$$R = \frac{\epsilon_2 - \epsilon_1}{\epsilon_2 + \epsilon_1} \tag{2.40}$$

$$T = 1 + R \tag{2.41}$$

2.6. Pérdida de energía electromagnética

Cuando un haz de energía electromagnética atraviesa medios materiales, sufre variaciones en el comportamiento de las ondas, siendo principalmente la causa de las pérdidas de energía. Para poder estudiar los medios hay que conocer cómo responden las ondas durante su propagación y las causas de la variación del comportamiento de las ondas.

2.6.1. Atenuación geométrica

Si se considera que el dipolo emisor es puntual y que el medio a atravesar es homogéneo y no absorbente, la reducción de la energía depende de la relación con el cuadrado de la distancia D, según la expresión:

$$\underset{g}{\alpha} = \frac{1}{D^2} \tag{2.42}$$

Los estudios de Cai y McMechan (1995) aplicados a la sismología, determinaron que en un medio con una permitividad dieléctrica variable en el espacio, donde se producirán variaciones en la velocidad de la onda, se debe calcular la atenuación geométrica en cada punto de la trayectoria de la onda (Pérez Gracia, 2001).

2.6.2. Absorción

La absorción se produce por la transformación de la energía electromagnética en calor durante la propagación de las ondas por el medio debido a la polarización. Dependiendo de la banda de frecuencias de onda, se distinguen:

- Polarización por orientación de las moléculas de agua para microondas y ondas de radio.
- Polarización iónica para ondas infrarrojas.
- Polarización eléctrica para ondas ultravioletas.

En los tres casos de polarización, ésta supone una disminución del valor de la permitividad dieléctrica real (ε_R) y un aumento de la parte imaginaria (ε_I). La banda de frecuencias con las que opera el georradar sólo se ve afectada por la polarización por orientación molecular. La carga positiva y negativa de las moléculas se orientan de firma que la carga positiva se desplaza respecto la carga negativa en la dirección del campo eléctrico aplicado.

En los suelos, la capacidad de polarización de las moléculas es muy baja y por lo tanto, la absorción de energía se produce por la presencia de agua en los poros.

2.6.3. ”Scattering”

El *scattering* es la pérdida de energía electromagnética emitida y puede producirse por diferentes relaciones entre la propagación de la onda y el medio. Estas relaciones son:

- Pérdida de energía producida cuando la longitud de onda incidente es igual o superior a la dimensión del medio de propagación. En estos casos se produce una distribución aleatoria de la energía incidente dando como resultado una disminución de la amplitud de la onda. Este efecto se refleja en los registros (radargramas) mediante un ruido de fondo aleatorio. El efecto es máximo cuando las dimensiones del objeto y de la longitud de onda son iguales y se hace más evidente cuando se utilizan antenas de alta frecuencia para los estudios, ya que la longitud de onda alcanza el orden centimétrico.

- Pérdidas de energía por la difracción que se produce cuando una onda incide con un elemento único de tamaño relativamente grande de forma que las condiciones del medio varían bruscamente de un punto a otro, como las reflexiones que se producen en el contorno, esquinas, bordes de láminas o de capas reflectoras.

- Pérdidas de energía por la dispersión cromática en medios que son transparentes a la radiación. En éstos medios, la constante dieléctrica de la que depende la velocidad de propagación, depende de la frecuencia de onda, incluso en los casos en los que se pueda aproximar a bajas pérdidas. Si la permitividad dieléctrica no depende de la frecuencia, la velocidad de fase no coincide con la velocidad de grupo. Esto significa que las componentes frecuenciales de la señal parten juntas en un tiempo cero, pero llegan al objetivo en tiempos diferentes.

2.6.4. Grado o Factor de Atenuación

La atenuación de una onda electromagnética está relacionada con las características del material por el que se propaga. Hemos visto en la fórmula de la constante de propagación de una onda electromagnética (2.11) que puede separarse en una parte real (α) y una parte imaginaria (β). Es la componente real del factor de atenuación la que determina el grado de disminución de la amplitud de onda, en función de la distancia al punto donde se ha generado dicha onda.

$$\alpha = \frac{\omega}{c} Im\sqrt{\varepsilon_r \mu_r} \tag{2.43}$$

El factor de atenuación depende, además de la relación inversa entre el pulso emitido y la velocidad de la onda electromagnética en el medio, de la componente imaginaria de la permitividad dieléctrica relativa ε_r y de la permeabilidad magnética relativa μ_r del medio que atraviesa.

El grado de atenuación de una onda electromagnética se puede conocer a partir de la relación entre las amplitudes de oscilación de la onda en dos puntos separados una cierta distancia r, a partir de la ecuación de la propagación de ondas (2.8) para la variable espacial $\vec{r}$:

$$\frac{\vec{E}_0}{\vec{E}(\vec{r})} = e^{\alpha\vec{r}} \tag{2.44}$$

Realizando sobre esta expresión operaciones de logaritmo neperiano y logaritmo decimal, llegamos a las expresiones:

$$L = ln\left(\frac{E_0}{\vec{E}(\vec{r})}\right) = \alpha\vec{r} \quad \text{[Nepers]} \tag{2.45}$$

$$L = 20\ ln\left(\frac{\vec{E}_0}{\vec{E}(\vec{r})}\right) = 20(\log e)\ \alpha\vec{r} = 8.686\alpha\vec{r} \quad \text{[Decibelios]} \tag{2.46}$$

La atenuación específica de un medio se define como el grado de atenuación de una onda electromagnética por unidad de longitud, y permite calcular el grado de diminución de la amplitud de onda conforme avanza por el medio:

$$\Gamma = \frac{1}{r}L = 8.686\alpha = \frac{54.6}{\lambda} Im\sqrt{\varepsilon_r \mu_r} \tag{2.47}$$

1.4.3. Profundidad de penetración de ondas en un medio δ

La profundidad pelicular (*skin depth*) de penetración es la distancia recorrida por la onda electromagnética cuando su amplitud se ha visto disminuida en un valor de $\left(\frac{1}{e}\right)$ respecto su amplitud.

$$\delta = \frac{1}{\alpha} \tag{2.48}$$

Cuando la onda electromagnética se propaga entre dos medios de conductividad finita parte de la onda se propaga al segundo medio y otra parte se atenúa debido a la conductividad de éste. La intensidad de campo en el segundo medio se atenúa en función de la distancia *x,* debido a los parámetros de intensidad de campo en la frontera entre los dos medios $E_0(x)$, y la profundidad de penetración δ, según la fórmula:

$$E_t(x) = E_0(x)e^{\frac{-x}{\delta}} \tag{2.49}$$

3. TÉCNICA DEL GROUND PENETRATING RADAR.

El *ground penetrating radar* (GPR) es una técnica joven de prospección geofísica no invasiva. El método se basa en la determinación de las variaciones en las propiedades electromagnéticas de un medio, a partir del estudio de la respuesta recibida por el GPR después de ser atravesado por un haz de energía. Las propiedades electromagnéticas son la conductividad eléctrica, la permitividad dieléctrica y la permeabilidad magnética. Como hemos visto en el apartado anterior, el comportamiento de las ondas al atravesar un medio con diferentes propiedades electromagnéticas está definido mediante las leyes de Maxwell y las ecuaciones de continuidad, explicado en el capítulo 2.

3.1. Instrumentación básica del GPR

La instrumentación más básica del GPR se compone de una antena emisora, una antena receptora, y una unidad de control, conectados entre sí mediante cableado, y en el que para determinados estudios se instala sobre un odómetro (Fig. 3.1.).

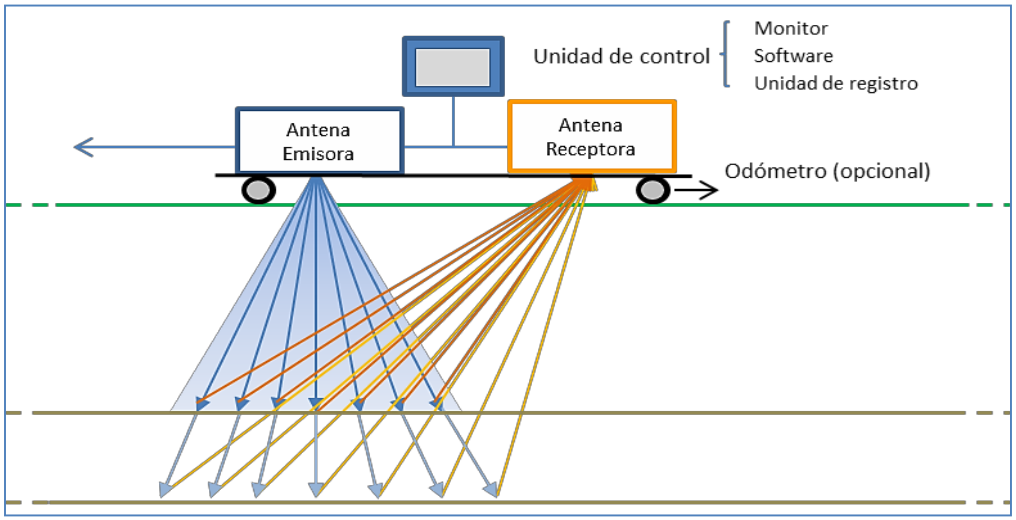

Figura 3.1. Esquema básico de la instrumentación del Ground Penetrating Radar.

3.1.1. Antenas

En los equipos de GPR las antenas son la parte fundamental de la instrumentación. Pueden instalarse dos antenas, una de emisión y otra de recepción, o una sola. En ambos casos, van conectadas a la unidad de control mediante cableado óptico o convencional. Para antenas de frecuencia inferior a los 100MHz se emplea cableado de fibra óptica para evitar ruido electrónico de fondo (ruido termal) producido por corrientes parásitas al usar cableado metálico (Pérez Gracia, 2001).

Las antenas generalmente vienen caracterizadas por la frecuencia central de emisión, que determina la relación entre la longitud de onda del pulso a emitir y la velocidad de la onda en el medio, tal y como expresa la ecuación 7 (capítulo 2). Por lo tanto, las antenas de pueden clasificar por su frecuencia central de emisión y por su ancho de banda, que es la anchura medida en Hz del rango de frecuencias en el que se concentra la mayor parte de la potencia de la señal (se suele medir para una amplitud de 3 dB).

La velocidad de propagación c, y la longitud de onda λ, dependen del medio que atraviesa la onda, mientras que la frecuencia es un parámetro que depende sólo del número de pulsos emitidos por la antena en un tiempo determinado (medido en ns).

Durante la toma de datos las antenas cumplen dos funciones; por un lado radian la energía en la dirección y con las características adecuadas al estudio que se pretenda realizar y reciben la energía que ha sido reflejada en las superficies de discontinuidad de las propiedades electromagnéticas. La dirección de radiación de energía y la frecuencia de emisión son importantes para obtener registros nítidos a diferentes profundidades.

Dado que la emisión y recepción de energía es en forma multidireccional, en forma de lóbulos de radiación, se debe considerar en los registros aquellas perturbaciones de las ondas, conocidas como ruidos, registrados por el georradar tanto en la onda directa como en las ondas reflejadas. Para evitar registrar ruidos indeseables en los radargramas se puede radiar la energía mediante antenas apantalladas, que evitan que la onda se envíe por encima de la antena o se pueden usar antenas direccionales.

El uso de una determinada antena debe adecuarse a las necesidades de aplicación considerando el primer lugar la frecuencia de emisión de la antena seleccionada.

3.1.2. Unidad de Control

La unidad de control es la herramienta de control de los componentes del GPR. Permite determinar las variables del ensayo como la amplitud de antena, los parámetros de registro y el uso o no de otros componentes segundarios como el odómetro, u otros accesorios. Esta unidad cuenta con un programa informático que procesa las señales además de una pantalla que permite visualizar "in situ" la respuesta de los registros y almacenar los datos para su posterior tratamiento.

Dependiendo del modelo de GPR, la unidad de control puede variar. En algunos casos puede sólo contener una pantalla donde no se permite modificar ningún parámetro de procesado y en otros, puede ser un ordenador personal conectado a las antenas de forma que el control del dispositivo, y el registro y procesado de los datos se realizan directamente en el ordenador (Fig. 3.2). En cualquier caso, la fuente de alimentación de la unidad de control es de corriente continua por baterías de 12 voltios.

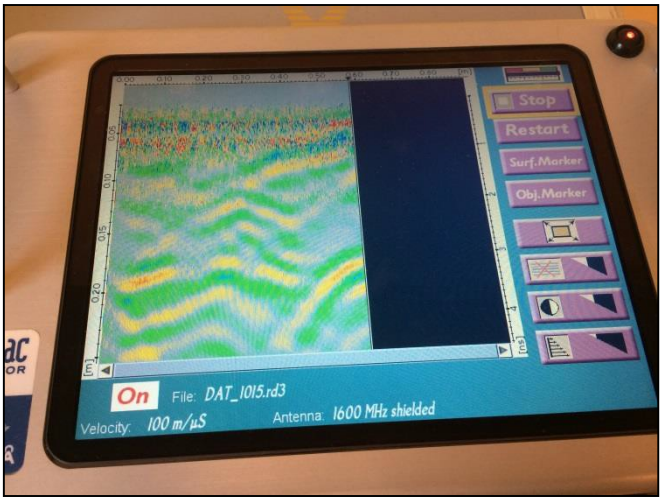

Figura 3.2. Registro en la pantalla de la Unidad de Control.

3.1.3. Otras instrumentaciones accesorias

Dependiendo de la aplicación dada al GPR y del área de estudio, así como la localización del área, pueden ser necesarios instrumentaciones complementarias para facilitar el trabajo.

Instaladas en el GPR

El odómetro mide las distancias recorridas por el GPR. Su tamaño dependerá del tamaño del GPR, el tipo de antena y del área a estudiar. Puede ser una pequeña plataforma donde se instala la antena, para estudios en zonas pequeñas o de difícil accesibilidad o con antenas de pequeño tamaño. Puede ser un carro donde se instalan las antenas y la unidad de control. O puede estar en un vehículo motorizado para estudios de zonas extensas.

Complementarias para el estudio con GPR

- *Cartografía*
- *Herramientas*
- *Cámara fotográfica*
- *Cinta métrica*
- *Dispositivos de señalización y seguridad*
- *Cualquier otro elemento que se considere necesario*

3.2. Técnicas de estudio con GPR

Cuando se quieren tomar datos con georradar se consideran diferentes formas de montaje del dispositivo relacionadas con la antena emisora, la antena receptora y el tipo de estudio que se quiera realizar. Las diferentes técnicas definen también el formato de los registros.

Las técnicas más utilizadas para la toma de datos con georradar, dependen de si el dispositivo es móvil, si sólo una parte es móvil o si todo el dispositivo permanece estático (Fig. 3.3). La distancia entre emisor y reflector se conoce como *offset,* y a partir de esta distancia se pueden describir las cuatro técnicas:

1. *Offset* común (*common-offset gather*). Las antenas emisora y receptora se desplazan al unísono y en el mismo sentido, manteniendo el offset constante.
2. Fuente común (*common-shot gather* o *common-shot point gather*). La antena emisora se mantiene fija y la entena receptora (o antenas) se coloca de forma sucesiva a diferentes distancias.

3. Receptor común (*common receiver gather*). Donde la antena emisora es la que se desplaza a diferentes distancias mientras que la antena receptora permanece fija.
4. Punto medio común (*common-mid point gather CMP*). Ambas antenas se desplazan en sentidos opuestos, manteniendo entre ellas una distancia equidistante con el punto medio común.
5. Transiluminación (*transillumination*). Consiste en introducir las antenas en túneles o galerías o pozos o cavidades (sondeos), de forma que una de ellas permanece fija mientras la otra se desplaza frente a ella dentro de otra galería. Permite medir la velocidad de transmisión y con ella, la amplitud de la señal y la atenuación (Annan, 2009).

Las técnicas de fuente común y receptor común se denominan WARR (*Wide Angle Reflection and Refraction*).

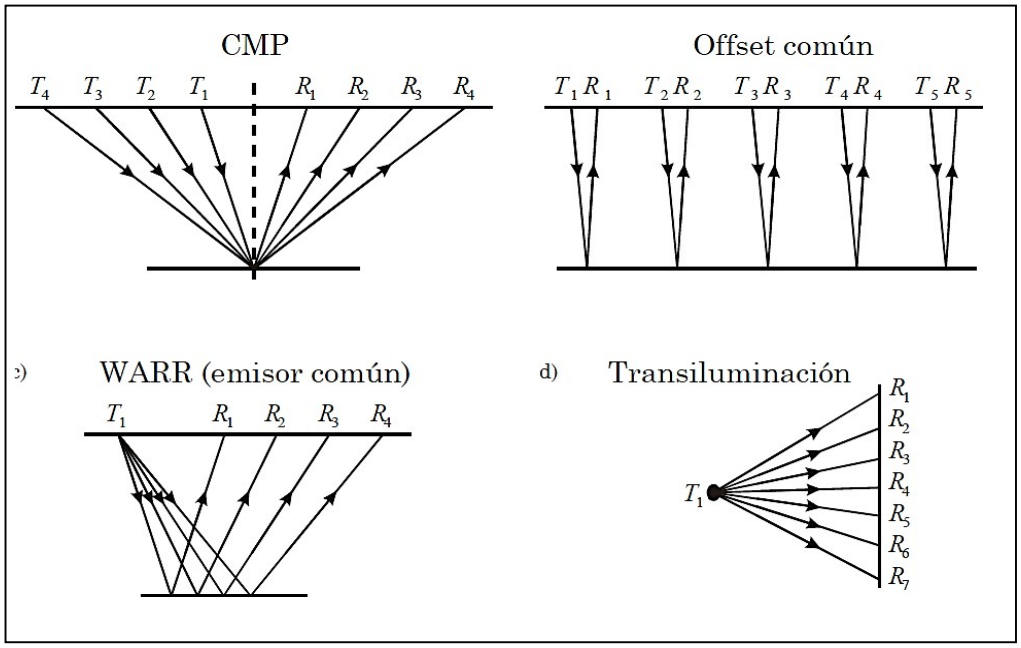

Figura 3.3. Esquemas de técnicas de adquisición de datos con GPR.

Además de esta primera clasificación, se puede dividir las técnicas según la multiplicidad de ángulos de radiación de los objetos:

- Técnicas de cobertura múltiple (*multifold*), donde la propagación del pulso se realiza en diferentes ángulos, aumentando la distancia entre emisor y receptor.

Todas las trazas de un mismo punto obtenidas con diferente ángulo se deberán reagrupar durante el procesado. Todas las técnicas excepto *offset* común pertenecen a este grupo.

- Técnicas de cobertura única (*single-fold*), realiza una medición por cada punto. El *offset* común pertenece a este grupo.

3.3. Capacidad de penetración del GPR

El rango del radar describe la máxima penetración de alcance del aparato en cuanto a la profundidad de estudio. Este concepto no es el mismo que se ha explicado anteriormente respecto la profundidad de penetración ρ, sino que es la máxima penetración de alcance del radar después de eliminar todos los factores de atenuación de energía que se producen al atravesar un medio. Estas atenuaciones son debidas a factores internos de la propagación de la onda y de las propiedades electromagnéticas del propio medio y a factores externos debidos a las características de la instrumentación y a la superficie reflectora. Estas pérdidas externas se producen en las antenas (P_1, P_7 y P_{RX}), durante al paso de la energía entre el aire y el medio (P_2 y P_6), las ocasionadas por dispersión geométrica (P_3, P_4, y P_5).

Davis y Annan (1989) realizaron un esquema del proceso de pérdidas de energía que ocurre desde que el emisor emite el pulso electromagnético, hasta que el receptor recibe la señal reflejada (Fig. 3.4).

Donde:

- E_{TX} y E_{RX} son la eficiencia del transmisor y receptor respectivamente,
- G_{TX} y G_{RX} son la ganancia del transmisor y receptor,
- v es la velocidad de la onda en el medio,
- F es el área de reflexión en el reflector (Fresnel),
- R, es el coeficiente de reflexión del reflector,
- α es el factor de atenuación del medio,
- z es la distancia entre el emisor y el reflector,

- f es la frecuencia de la señal emitida.
- A es el área efectiva de la antena receptora definida como:

$$A = \frac{v^2}{4\pi f^2} \tag{3.1}$$

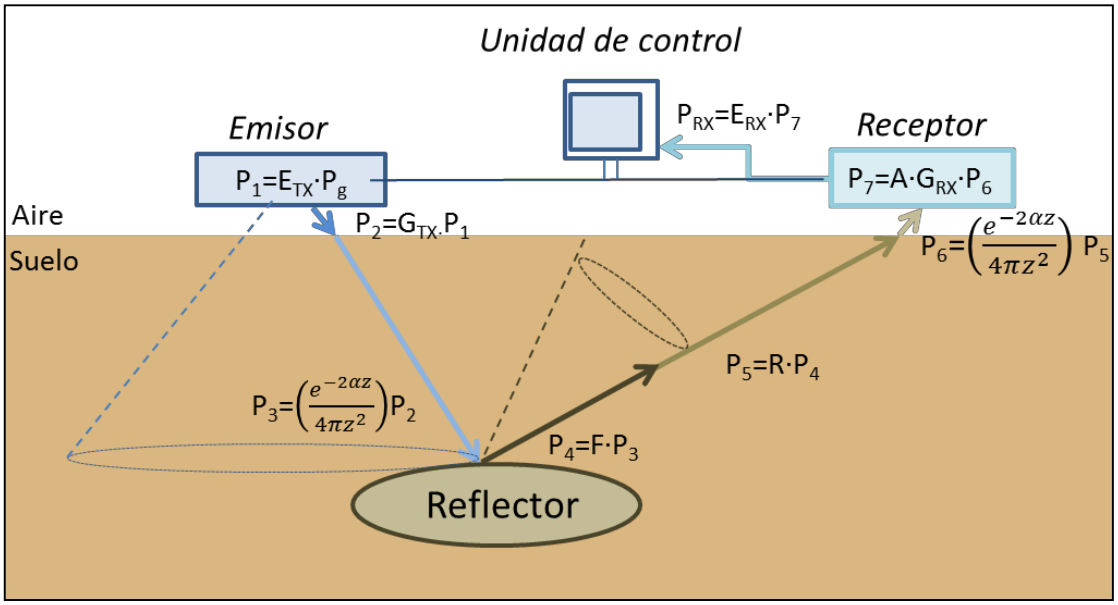

Figura 3.4. Esquema de los factores de atenuación (Modificado de Davis & Annan 1989).

Todos los procesos de atenuación de la energía (P_i) quedan recogidos en la ecuación del radar. Ésta expresa la sensibilidad del radar (Q) en decibelios, mediante el balance energético entre la potencia generada y la que finalmente recibe la antena:

$$Q = 10\log\{\frac{E_{TX}E_{RX}G_{TX}G_{RX}v^2(RF)e^{-4\alpha z}}{64\pi^3 f^2 z^4}\} \tag{3.2}$$

El producto RF representa la energía resultante reflejada sobre el objeto reflector que es posteriormente reemitida hacia el receptor.

Para conocer el rango de un radar ℟, se deben conocer todos los factores de atenuación expresados en la ecuación de balance energético. Según Reynolds (1997) se consideran dos grupos de materiales:

- De bajas pérdidas con un rango de radar definido como:

$$℟ = 10D_2 \tag{3.3A}$$

- De altas pérdidas con un rango de radar definido como:

$$\Re = \frac{D_2}{D_1} \tag{3.3B}$$

Donde D1 es un parámetro que depende del área efectiva de la antena receptora, y del tipo de superficie reflectora:

$$D_1 = \frac{2A}{40 - 10B_2} \tag{3.4A}$$

Mientras que D2 es un parámetro que depende de del tipo de reflector que se tenga, de las antenas emisora y receptora y de la frecuencia:

$$D_2 = \frac{-Q + 10\log\left(\frac{E_{TX}E_{RX}G_{TX}G_{RX}}{64\pi^3}\right) + 10\log(v^2) + 10[B_1 + (B_3 - 2)\log(f)]}{40 - 10B_2} \tag{3.4B}$$

Para ambos parámetros, se deben conocer las características de la superficie reflectora y así, se pueden determinar los parámetros B_1, B_2 y B_3 y la energía reemitida por el reflector (del producto FR) que definen el grupo del material según su comportamiento ante las pérdidas.

Reynolds (1994) tabuló los valores para estos parámetros en función de las características de la superficie del reflector (Tabla 3.1), del coeficiente de reflexión ($\Re$), y de (a), que es el radio del reflector cuando éste es puntual (finito) (Pérez Gracia, 2001).

Superficie reflectora	Energía reflejada (FxR)	Parámetros		
		B_1	B_2	B_3
Plana y lisa	$\pi z^2 \Re$	$\log(\pi\Re)$	2	0
Plana y rugosa	$\pi\left(\frac{v^2}{16}f^2 + \frac{vz}{2}f\right)\Re$	$\log\left(\frac{\pi v \Re}{2}\right)$	1	-1
Puntual (Finito)	$\left(\frac{64\pi^5 a^6 f^4}{v^4}\right)\Re$	$\log\left(\frac{64\pi^5 a^6 f^4}{v^4}\right)$	0	4

Tabla 3.1. Valores de RF (energía reflejada), B1, B2 y B3 para diferentes tipos de superficie del reflector.

El área efectiva del reflector, en casos de superficies rugosas o quebradas, se puede aproximar por la primera zona de Fresnel. Las zonas de Fresnel se basan en la hipótesis explicada por Casas (1995) por la que determina la propagación libre de una onda esférica producida por una fuente puntual (Fig. 3.5). En la figura se representa la propagación del frente de ondas para dos puntos (H y P) separados del foco una distancia z_1 y z_2 respectivamente. El valor del campo eléctrico en los puntos H y P queda expresado en las ecuaciones (Pérez Gracia, 2001):

$$E_H(z_1) = \frac{E_0}{z_1} e^{i(\omega t - \gamma \Re)} \quad (3.5A)$$

$$E_P(z_2) = \frac{E_0}{z_2} e^{i(\omega t - \gamma D)} \quad (3.5B)$$

Donde, E_0 es el valor del campo en el foco, z1 es la distancia recorrida por el frente de ondas hasta el punto H, z_2 es la distancia recorrida por el frente de ondas hasta el punto P, γ es el número de onda ($\gamma = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{\omega}{c}$), ω es la pulsación de la onda y λ es la longitud de onda.

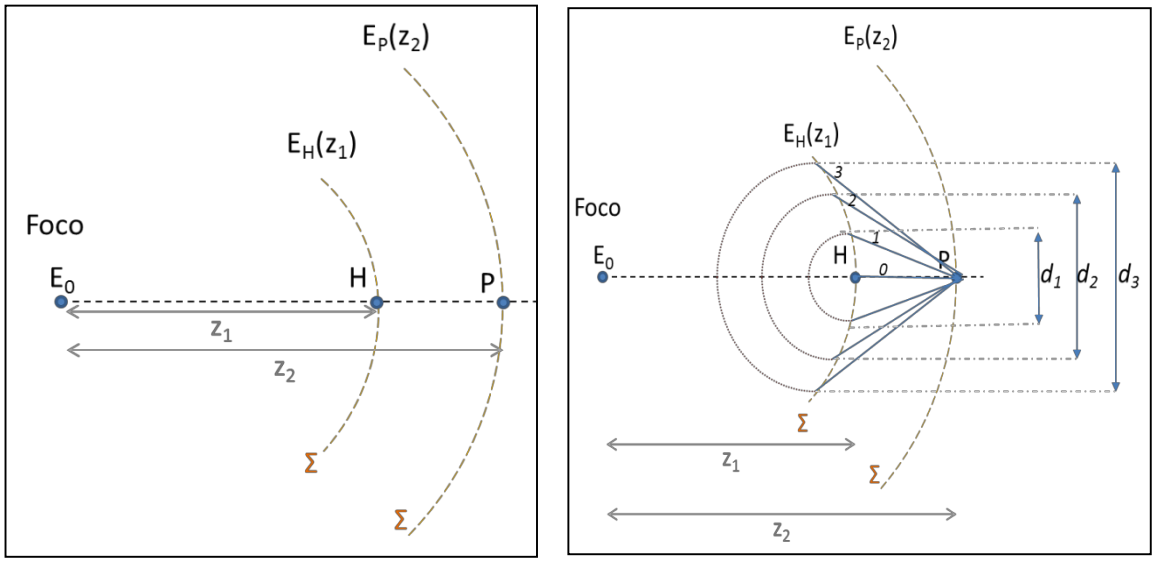

Figura 3.5. A) Esquema de propagación libre de una onda esférica (Casas, 1995). B) Esquema de las zonas de Fresnel.

Ambos puntos (H y P) se consideran como centros emisores. En el punto P, la vibración del frente de onda E_P, se calcula con la contribución de las ondas secundarias generadas

en el frente en el punto H. Si la onda se supone completa y no hay obstrucciones en su trayectoria, la perturbación calculada sumando las contribuciones, coincide con el valor de E_P obtenido con la ecuación 3.5.B.

Para conocer la contribución de todos los elementos del frente de ondas a la vibración en el punto P se utiliza el método de Fresnel, que consiste en dividir el frente de ondas Σ en zonas esféricas con centro en P (zonas de Fresnel) y con longitudes de radio (Fig. 3.4B):

- $r_0 = HP$
- $r_1 = r_0 + \frac{\lambda}{2}$
- $r_2 = r_1 + \frac{2\lambda}{2}$
- $r_3 = \cdots$

Las distancias d_1, d_2 y d_3 representan los radios de cada zona de Fresnel, siendo d_1 el radio de la zona 1 de Fresnel a la que se puede aproximarse el área efectiva de un emisor puntual. Este radio se expresa como:

$$d_1 = \left(\frac{\lambda^2}{4} + r_0\lambda\right)^2 \tag{3.6}$$

Estas zonas se conocen también como zonas semiperiódicas debido a que las vibraciones emitidas por los puntos de las circunferencias centradas en P llegan a este punto con una diferencia de fase de π radianes.

Para aquellas superficies del reflector con irregularidades en las que la longitud de la onda de la superficie es mayor que el diámetro de la primera zona de Fresnel (d_1) la sección eficaz se puede calcular y también el producto RF. Por el contrario, si la longitud de onda de las irregularidades de la superficie es menor, no se puede aproximar la sección eficaz a la primera zona de Fresnel y el coeficiente de reflexión R se verá reducido por una mayor dispersión de la energía en esta superficie.

Para reflectores puntuales (finitos), aquellos en que su radio es menor que la longitud de onda de la radiación incidente, el producto RF es un parámetro que depende de la potencia cuarta de la frecuencia (Tabla 3.1) por lo que la energía resultante reflejada

sobre el objeto reflector, que posteriormente es reemitida hacia el receptor, será muy elevada. En ambientes geológicos, esto sucede en casos donde haya presencia de gravas, cantos o guijarros. Estas zonas existirán variaciones bruscas a distancias menores de longitud de onda incidente, radiada con una antena de frecuencia central de 100MHz Para estudios mediante georradar en zonas con estas características, los registros mostrarán reflexiones elevadas, no coherentes con el material (Pérez Gracia, 2001).

A pesar de que dichos materiales puedan ser un obstáculo para determinados estudios con georradar (por las reflexiones que producirán interferencias en el registro), es la característica que se usará en este trabajo para caracterizar estos materiales y poder diferenciarlos de otros con características litológicas similares y así poder distinguir los materiales sedimentario gruesos característicos de zonas de inundación y del lecho de un río de material sedimentario fino por el que transcurre dicho rio, que además está recubierto de material sedimentario, por acumulación sedimentaria y por actividad antropogénica. Este tema se tratará con mayor profundidad en el apartado de interpretación de registros mediante *backscattering*.

3.4. Resolución del GPR

La resolución es la capacidad de un equipo de resolver elementos independientes en el subsuelo. Es necesario conocer este parámetro para que, en un medio dado, se pueda determinar la distancia mínima que debe existir entre dos reflectores para que éstos puedan quedar registrados de forma separada.

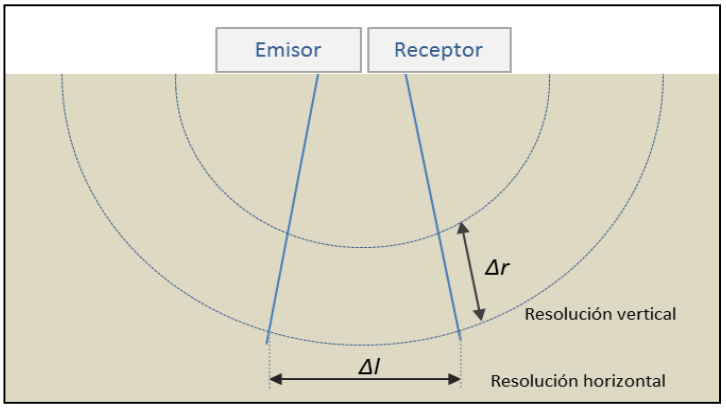

Figura 3.6. Esquema de las componentes de resolución de un radar.

3.4.1. Resolución vertical

Permite conocer la sensibilidad del radar para diferenciar dos señales juntas en el tiempo como elementos independientes. La sensibilidad depende de la frecuencia de emisión utilizada y de la duración del pulso. El ancho de banda es inversamente proporcional a la duración del pulso de forma que se cumple:

$$\Delta t[ns] = \frac{1}{\Delta f}\left[\frac{1}{Hz}\right] \tag{3.7}$$

En la tabla siguiente se muestran algunas relaciones entre los anchos de banda y la duración de pulso correspondiente.

Ancho de banda Δf	Duración del pulso Δt
1 GHz	1 ns
900 MHz	1.1 ns
500 MHz	2 ns
200 MHz	5 ns
100 MHz	10 ns

Tabla 3.2. Relación entre diferentes anchos de banda y la duración del pulso para cada una de ellas.

Para determinar la resolución vertical, se debe conocer la distancia vertical (temporal) entre dos eventos. La relación entre esa distancia y el valor obtenido de Rv, determinará si los reflectores están separados o si entre ellos se produce solape de energía reflejada por ambos reflectores. La resolución vertical queda determinada dependiendo de la longitud equivalente del pulso que se expresa como el producto entre la duración del pulso y la velocidad de la onda electromagnética propagada por el medio.

$$Rv = \frac{v}{\Delta f} = \frac{v\Delta t}{2} \tag{3.8}$$

Donde v es la velocidad de la onda en el medio, Δf es la banda de frecuencia y Δt es dos veces el periodo de la señal.

La figura 3.7 muestra de forma esquemática la distancia mínima vertical entre dos reflectores que permite diferenciarlos en un radargrama, en función de la longitud de onda de la señal.

En la ilustración puede comprobarse como a partir de cierta distancia entre los diferentes reflectores, éstos quedan registrados por separado (Lorenzo Cimadevila,

1994). Mientras, la distancia no sea suficiente, el registro no es capaz de distinguir las superficies reflectoras diferentes.

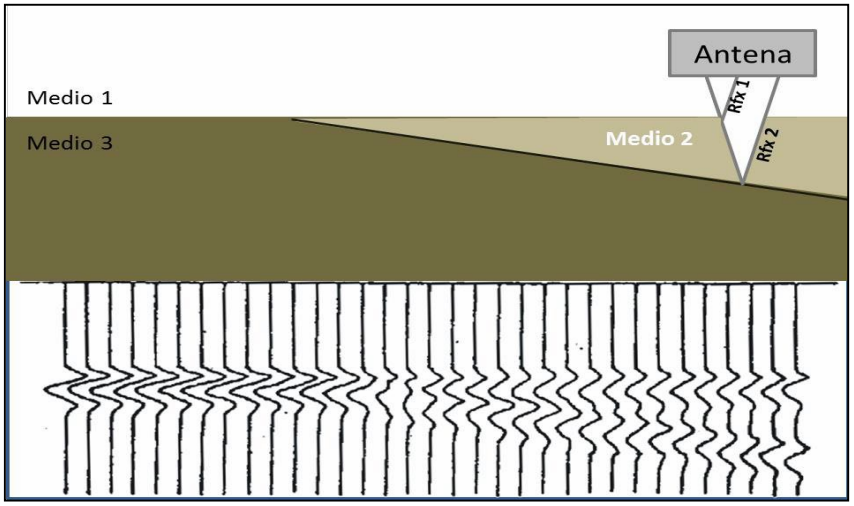

Figura 3.7. Esquema de registro obtenido en un medio en el que existen dos reflectores con separación variable (modificado de Perez Gracia, 2001.

En la figura 3.8 se puede ver la relación entre la duración de una señal Δx, la anchura del pulso Δt y su ancho de banda Δf (Lorenzo Cimadevila, 1994).

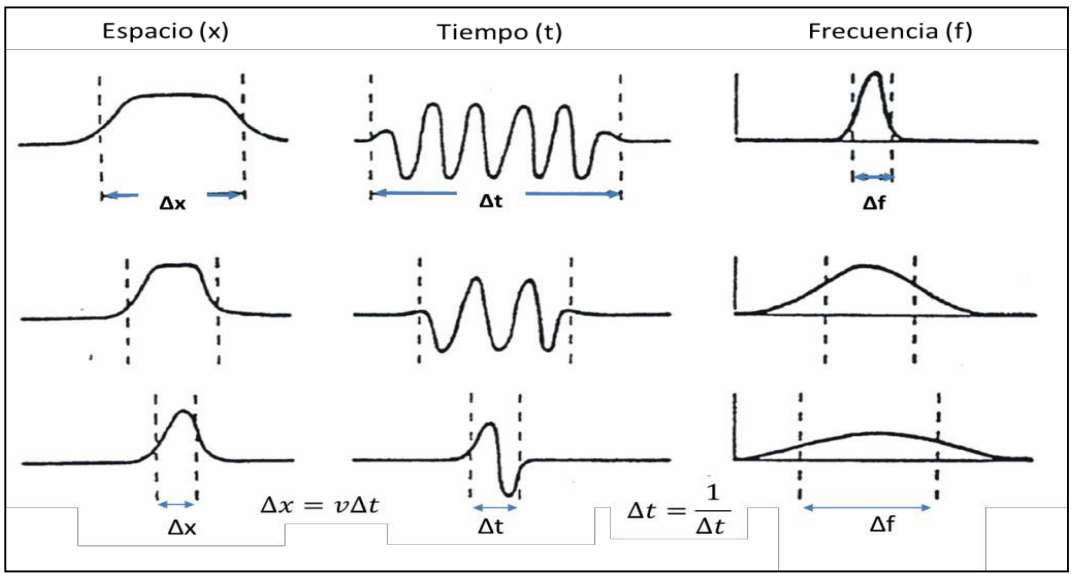

Figura 3.8. Relación de los parámetros de la resolución vertical.

En algunos casos de estudios con georradar se pueden detectar reflexiones de anomalías inferiores aunque se produzca una interferencia con la primera reflexión, si la segunda reflexión es de mayor intensidad que la primera, como en casos de elementos metálicos.

En otros casos, y a partir de conocer la forma de la señal emitida, se puede procesar el registro para eliminar la primera señal del registro total y así poder obtener una traza nueva de la segunda señal. Esto además permite conocer el tiempo de llegada de la segunda reflexión y así conocer el espesor del medio.

El aumento en la resolución vertical de una antena se produce al disminuir la velocidad de propagación de la onda en un medio. Así, para cavidades donde existe presencia de agua y aire, la resolución es mejor en el contacto inferior (agua-medio) que en el contacto superior (aire-medio).

La resolución vertical (Rv), definida como el espesor mínimo detectable, depende de las velocidades de propagación en diferentes medios y de la duración del pulso (Δt) (Fig.3.9A), y del ancho de banda de frecuencias (Δf) (Fig. 3.9B).

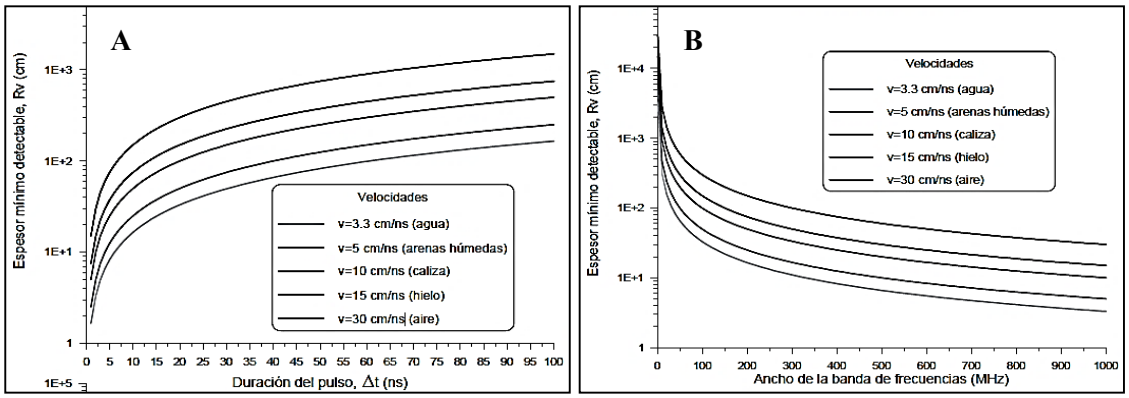

Figura 3.9. Espesor mínimo detectable para el intervalo de velocidades medias entre la del aire y del agua, según el pulso (ns) (A), y la frecuencia (MHz) (B).

3.4.2. Resolución horizontal

Es la capacidad del aparato (georradar) para resolver un reflector y su geometría o detectar como anomalías diferentes dos elementos separados horizontalmente una cierta distancia. Depende principalmente de la velocidad de desplazamiento de la antena, del número de pulsos que emite por segundo (y que, por lo tanto, inciden sobre el reflector), de la geometría del haz de energía o huella de la antena (que depende a su vez de la velocidad de propagación de la onda en el medio), de la sección eficaz del reflector y de la profundidad a la que se localiza éste.

De entre estos factores, sólo la velocidad de la antena y el número de trazas por se pueden controlar desde el la unidad de control. En cambio, la geometría del cono de emisión, no se puede controlar. Este cono genera una huella elíptica (huella de antena) sobre la superficie del reflector (Fig. 3.10).

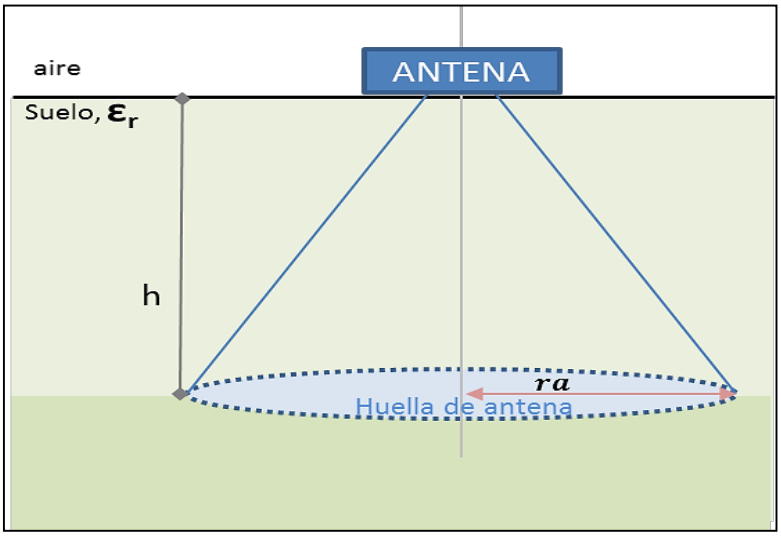

Figura 3.10. Esquema del cono de emisión y la huella generada en un reflector por la antena.

El área mínima detectable, aproximando a las zonas de Fresnel, corresponde a la primera zona. Para medios con rangos menores no son detectados. El tamaño de la huella de antena determinará la buena o mala resolución horizontal, de forma que un cono estrecho (con huella pequeña) mejora la resolución ya que a mayor primera zona de Fresnel, menor coeficiente de resolución.

Varios autores han estudiado cómo determinar la resolución horizontal, y de forma esquemática se presentan los resultados en la siguiente tabla (Pérez Gracia, 2001):

Autor	Método para determinar la Resolución Horizontal
Reynolds (1997)	$R_H = \frac{1}{\sqrt{\alpha}}$ Donde α es el factor de atenuación.
Conyers y Goodman (1997)	$ra = \frac{\lambda}{4} + \frac{h}{\sqrt{\varepsilon_r + 1}}$ Donde ra es la intersección entre el cono de energía radiado y la superficie reflectora, para una altura entre la antena y el reflector de h, en un medio con permitividad relativa ε_r.

Lorenzo (1994)	$nt = \left(\frac{tr}{s}\right)\frac{2h}{va}$ Donde nt es el número de trazas que alcanza un reflector. Cuando este valor es lo suficientemente grande, queda definido un elemento de dimensiones finitas. Y si es un valor demasiado pequeño, quedan reflejados como elementos aislados en los radargramas. - h es la separación entre la antena y el objeto - va es la velocidad de desplazamiento de la antena - tr/s es el número de trazas por segundo. El valor mínimo de nt será la resolución horizontal; algunos autores han determinado que el valor mínimo para identificar un elemento es para $nt > 20$ trazas

Tabla 3.3. Diferentes métodos estudiados para determinar la resolución horizontal.

El tamaño del cono de emisión (Fig. 3.10) afecta a la resolución vertical en casos donde las superficies reflectoras están inclinadas o cuando las irregularidades de la superficie son grandes en comparación con la longitud de onda que reciben.

El tratamiento que se realiza sobre una señal también afecta a la resolución. En el caso de realizar un "*stacking*" (sumatorio de trazas) en un registro para mejorar la relación entre la señal y el ruido, produce una peor resolución horizontal.

3.5. Ruido en señales de GPR

La técnica del georradar se basa en la idea de detectar cambios en las propiedades electromagnéticas entre dos medios. En casos reales, generalmente en el estudio de suelos o formaciones geológicas, estos "dos" medios no cumplen condiciones de homogeneidad, sino que presentan zonas de variación composicional o estructural que afectan a la prospección de elementos de interés.

Los ruidos en señales de GPR son aquellas perturbaciones o interferencias producidas por ondas que se solapan a las ondas de estudio y dificultan el procesado y tratamiento de los registros y a su posterior interpretación.

3.5.1. Perturbaciones en las señales de GPR

Scattering. Cuando las dimensiones de un objeto (o las irregularidades de su superficie) son igual o menor a la longitud de onda se produce una dispersión aleatoria de la energía, modificando (normalmente disminuyendo) la amplitud de la onda reflejada y generando un ruido aleatorio de fondo en los radargramas (Fig. 3.11). Esta dispersión aleatoria, aunque es despreciable, produce dificultades en la interpretación de los registros.

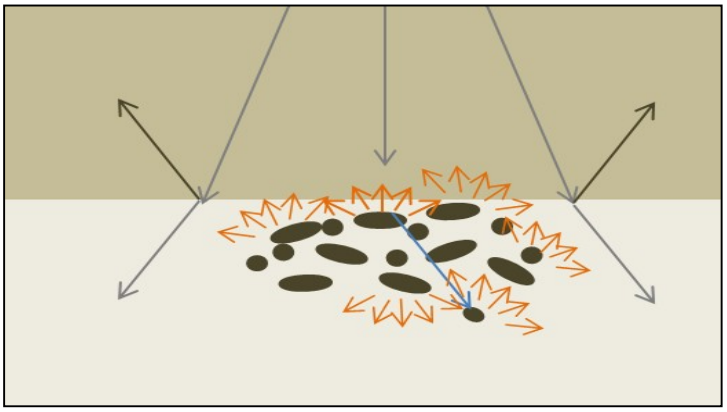

Figura 3.11. Esquema de ondas dispersadas aleatoriamente por *scattering*.

Clutter. Son las reflexiones causadas por elementos que no interesa detectar pero que también son recibidas por la antena. Dependiendo de la localización y características electromagnéticas de estos objetos pueden llegar a impedir el registro del elemento deseado. Se pueden considerar dos tipos:

- Subterráneo: cuando la procedencia de las señales no deseadas es del interior del medio estudiado (Fig. 3.12). Es el caso, por ejemplo, de reflexiones en raíces de árboles cuando se intentan localizar tuberías, o en objetos metálicos o piedra embebidos en el medio que no son el objeto del estudio (Gómez López, 2008).
- Superficial: cuando la antena registra reflexiones ocasionadas en objetos externos al medio, que se superponen con las señales procedentes del interior de dicho medio (3.13).

Dentro de este tipo de ruido se incluye el ruido causado por los efectos de contorno cuando el medio no es semiinfinito y está delimitado por alguna superficie. Un ejemplo son las cubetas que se han utilizado en el laboratorio. El medio interior, de arena, queda

delimitado por las paredes del recipiente. La señal que emite el radar se refleja también en estas discontinuidades laterales, superponiéndose a las señales que proceden del material contenido en la cubeta. Se hace una descripción de este tipo de perturbación ya que para determinados estudios en zonas edificadas o con elementos superficiales pueden significar una dificultad a la hora de realizar una correcta interpretación de los registros.

Cuando se trabaja en zonas interiores, o cubiertas por estructuras rígidas, se suelen producir efectos de borde relacionados con las reflexiones que estos bordes o contornos envían al receptor. En el caso de estudios al aire libre bajo puentes o cerca de muros el georradar detectará las señales que reflejan estas estructuras. En casos de trabajos en el interior de edificios, en zonas escalonadas o con columnas el efecto de borde puede anular la toma de datos ya que las interferencias no permitirán registrar las reflexiones del objeto a estudiar.

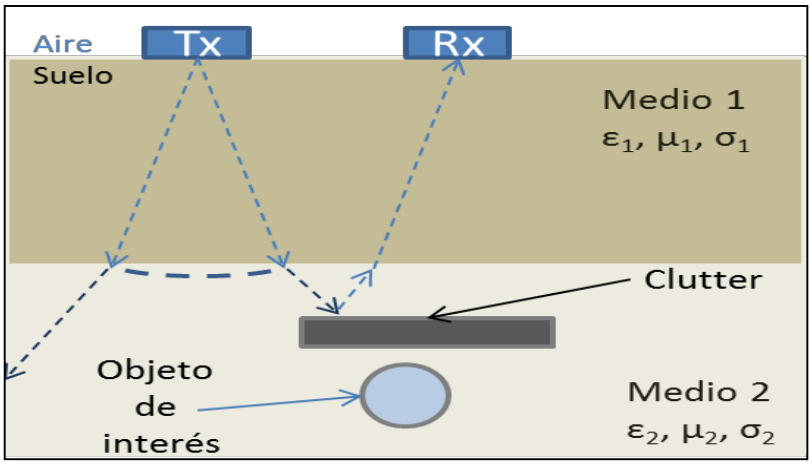

Figura 3.12. Esquema de clutter subterráneo impidiendo el registro del objeto de interés.

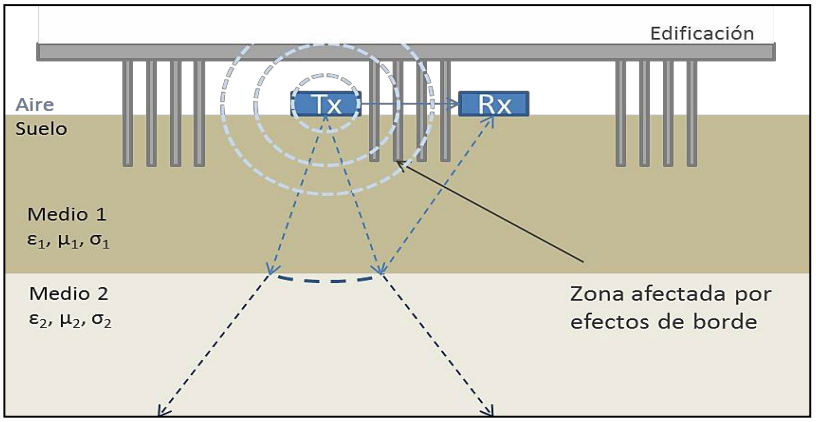

Figura 3.13. . Esquema mostrando un ejemplo de clutter superficia: la señal se refleja también en el techo y columnas de la edificación.

Jitter. Es un ruido producido por la variación aleatoria de una forma de onda, en su totalidad o en parte, de la posición ideal en el tiempo de una señal periódica (Borchet, 2008).

El período de fluctuación de fase se puede calcular como la diferencia entre el tiempo de fase máximo y el mínimo producido por la fluctuación de fase del oscilador (Fig 3.14):

$$T_{jitter} = T_{max} - T_{min} \qquad (3.9)$$

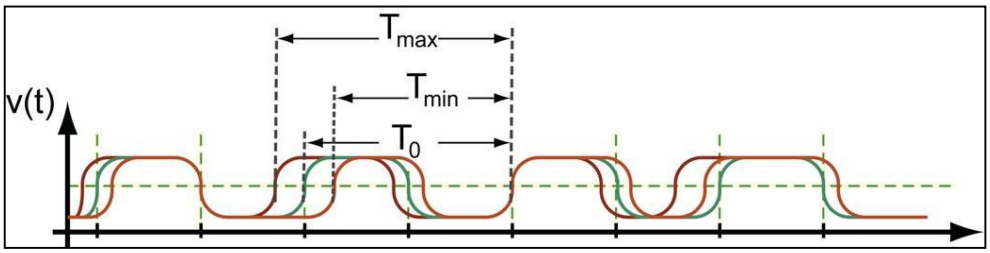

Figura 3.14. . Variación del tiempo para una variación de un ciclo en una onda producido por la fluctuación de fase del oscilador.

Existen dos tipos de *jitter*. Puede ser una distorsión del ciclo de trabajo, la asimetría en tiempos de subida y de la caída o fluctuación periódica causada por la interferencia electrónica. O puede ser por una fluctuación al azar, donde la fuente es el ruido aleatorio, como el ruido térmico (Borchet, 2008).

Este efecto se puede producir tanto en la onda directa como en la onda reflejada. Suele ser resultado de una baja carga en las baterías de la antena (Symposium on geophysical & Geochemical Geosystems, 2009), una mala calibración del GPR o como consecuencia del deterioro en equipos viejos (Benedetto, et al., 2015).

Electronic noise (Termal noise). El ruido electrónico se produce en antenas de frecuencia inferior a 10MHz cuando se utiliza cableado convencional para conectar los diferentes componentes del dispositivo georradar. Se puede solucionar usando cableado óptico o bien procediendo a un calentamiento previo de las antenas, antes de iniciar el estudio. Este calentamiento suele consistir en poner en marcha el equipo unos 10 minutos antes de iniciar el trabajo de adquisición de datos.

Emisores ajenos al GPR. Estas interferencias por presencia de ondas de mayor frecuencia central. En algunos casos, y por influencia de elementos transmisores de ondas electromagnéticas, como el caso de los inhibidores de frecuencia de comisarías de policía y otros edificios públicos, se hace imposible el registro de las señales emitidas al medio ya que generalmente, los dispositivos inhibidores suelen trabajar con frecuencias muy altas. También ocurre con aparatos electrónicos de gran voltaje como generadores de corriente eléctrica, torres de alta tensión, sistemas de radio frecuencia, y otros.

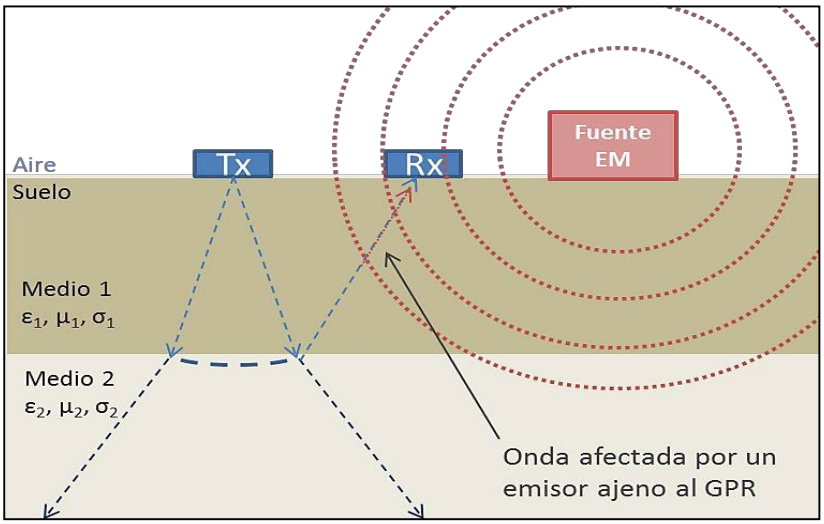

Figura 3.15. Esquema del Efecto que produce en la onda reflejada un emisor de ondas EM ajeno al GPR.

3.5.2. Catalogación de ruidos

La variación de la respuesta de la onda a lo largo de un perfil estudiado puede llegar a ser significativa dependiendo del tipo de reflector que se encuentren las ondas a su paso. Esto facilita hacer una clasificación de los ruidos que se pueden encontrar en los registros tomados con georradar y así, facilitar la interpretación de éstos.

Registro con Backscattering

Considerando la teoría de ondas explicada en el apartado 2, las ondas directas y reflejadas en una superficie de discontinuidad son modificadas por el efecto de las interferencias con las ondas retrodispersadas. La dispersión de las ondas se produce de forma aleatoria, por lo que se pueden producir las diferentes combinaciones de ondas

coincidentes (Capítulo 2). De este modo, la amplitud de las ondas resultantes variará respecto la onda directa en su dirección de propagación y sobre la onda reflejada en un superficie de discontinuidad.

En la figura 3.16, se pueden comparar las trazas de la onda en diferentes posiciones de un mismo perfil estudiado. La primera traza, en la coordenada x=39 m, se aprecian una atenuación de la energía de la onda con la profundidad. Para la posición x=121 m, a una profundidad de 8,5 metros, la onda muestra una disminución de la amplitud de la onda, debido a que la antena receptora está captando la onda resultante de la perturbación de la dispersión sobre la onda reflejada.

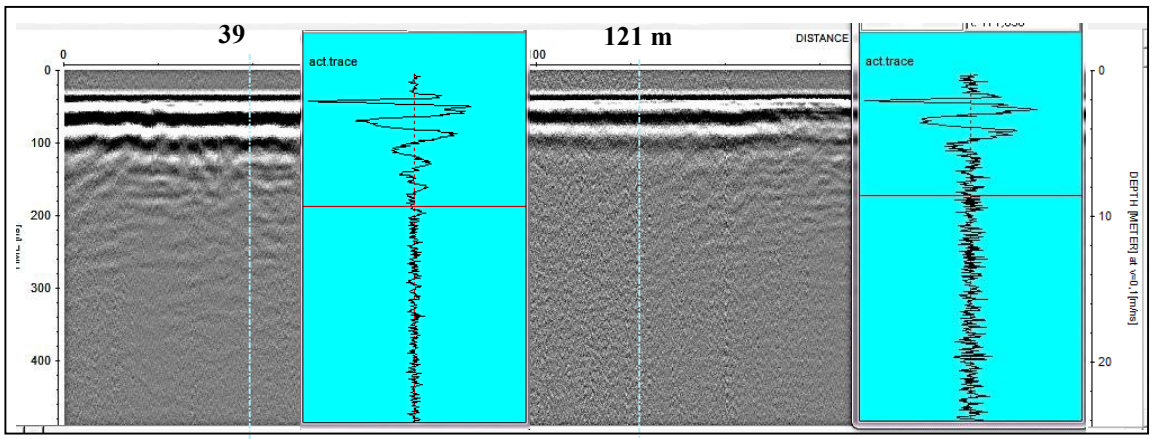

Figura 3.16. Registro de backscattering.

Registro con Clutter

Se produce ante la presencia de un elemento que no es de interés en el estudio, de forma que su localización impide la detección de los elementos de interés. El registro muestra un comportamiento débil de la zona a estudiar.

Se pone como ejemplo un perfil obtenido durante el ensayo de laboratorio. En este ensayo, se estudia la localización de una pelota de papel de aluminio (de alta reflectividad) y de un lentejón de cantos enterrados en arena.

En la imagen A aparece un bandeado longitudinal que representa las máximas amplitudes de las trazas (en positivo y en negativo); en este caso no aparecen reflectores, pero se aprecia en los extremos laterales inferiores cierto efecto de contorno. En la imagen B, a media altura se ve una zona de dispersión de energía con forma

elíptica. Respecto la imagen A, a la misma profundidad continúa apareciendo el bandeado a ambos lados de la elipse. En la imagen C aparecen altas reflexiones a la derecha de la elipse que reducen el radio mayor (flecha roja). Esta reflexión alta corresponde con la pelota y crea una perturbación en la energía en la zona de los clastos.

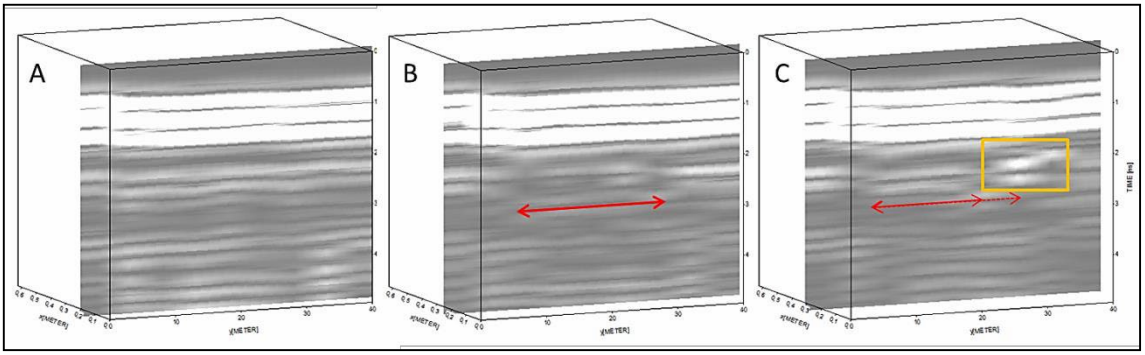

Figura 3.17. Clutter en un registro de GPR.

En este caso, la pelota sería considerada una fuente de *clutter* ya que su presencia impide caracterizar las dimensiones de la lenteja de clastos ya que impide recoger una clara respuesta de la onda generada por los clastos.

Registro con efectos de borde (clutter superficial o externo al medio)

En el ensayo de laboratorio explicado en el apartado anterior, se puede ver también cómo el contorno de la cubeta afecta a las ondas en las zonas próximas a estos bordes.

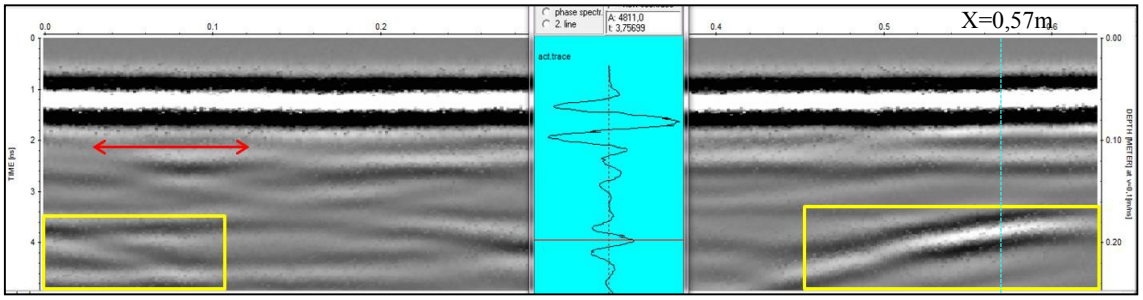

Figura 3.18. Efectos de contorno sobre un registro de georradar.

En la figura se puede ver cómo la onda, en los extremos del radargrama (recuadros amarillos), tiene un comportamiento diferente a la zona central de la cubeta. La traza del centro de la imagen corresponde a la longitud x= 0,57cm. En ella se ve que se produce

un incremento en la amplitud, visible en la línea roja que cruza la traza a una profundidad de 0,18m. En este caso, podemos distinguir que se debe a un efecto de borde ya que siendo un ensayo de laboratorio conocemos las dimensiones de la cubeta y además delimita el área de estudio. Cuando se trata de estudios en zonas cubiertas, dentro de edificios o próximas a elementos superficiales de gran envergadura, es importante saber reconocer este tipo de perturbación.

Registro con Jitter y Termal noise

La traducción más adecuada de *jitter* para un registro de georradar es una agitación de la onda. Se pone como ejemplo la señal captada por una antena situada a 1,5 metros frente una superficie metálica (Fig 3.19) (Symposium on geophysical & Geochemical Geosystems, 2009). En ella están marcados los efectos de *jitter* sobre la onda directa. En casos de ruido eléctrico se genera el mismo tipo de perturbación que en el caso del *jitter*.

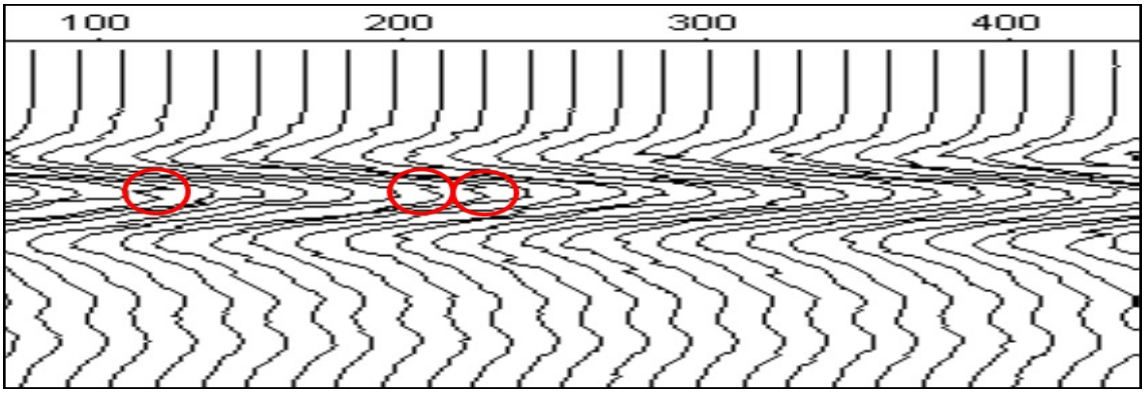

Figura 3.19. Efecto del jitter sobre la onda directa.

Registros con emisores ajenos

En algunas ocasiones los registros interceptan interferencias desde la superficie y quedan reflejados como ruidos externos. La figura 3.20 muestra uno de los radargramas obtenidos durante el trabajo de campo en la zona del Eixample de Barcelona, en la calle Travessera de Gracia, desde la calle Marina hasta la calle Cartagena. Se puede ver como desde el inicio hasta los 200 metros aparece una señal muy fuerte desde superficie que impide la interpretación del registro. Si observamos la primera traza, la interferencia

llega desde la superficie, mientras que en la traza de la derecha, correspondiente a la posición 276 m, no se recibe esta.

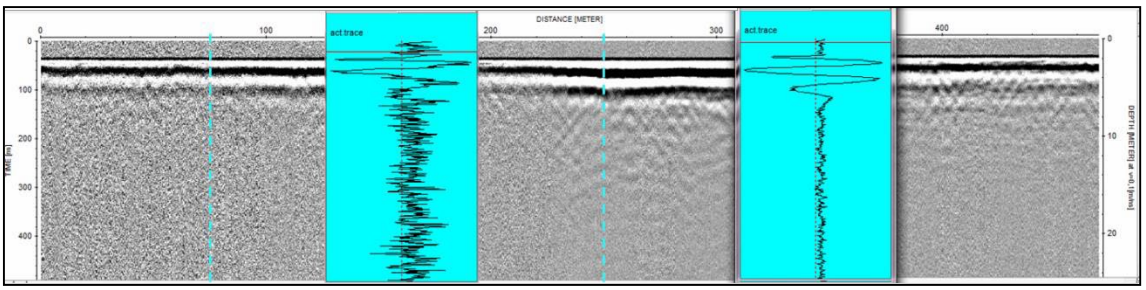

Figura 3.20. Registro con señal de emisor ajeno al GPR procedente de la superficie.

En las proximidades hay una comisaría de policía de los *Mossos d'Esquadra*, y se confirmó que en comisarías y otros edificios públicos se instalan inhibidores de frecuencia por motivos de seguridad, pero ha quedado sin confirmar la frecuencia de emisión. Estos inhibidores suelen ser emisores de frecuencias aleatorias de alta intensidad, de manera presentan mayor amplitud que otras emisiones externas.

En este caso, las dimensiones de la zona afectada por el ruido (200 m.) permiten descartar que sean provocados por un generador de corriente eléctrica o un motor de un vehículo pesado, aunque no podemos determinar sin ninguna duda que el origen sea la comisaría.

3.6. Importancia del backscattering

El uso de la retrodispersión (*backscattering*) para la caracterización de estructuras sedimentarias se ha realizado con diferentes técnicas que, si bien todas trabajan con ondas, han sido principalmente ondas sonoras mediante el uso del sonar de barrido lateral de alta frecuencia como en los trabajos de Collier & Brown (Collier, et al., 2005) y sistemas como ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar), JERS (Japanese Earth Resources Satellite-1) y RADARSAT (Radar Satellite System by Canadian-led project) (Charlton, et al., 2008) mediante el uso de satélites.

3. TÉCNICA DEL GPR

La determinación de las granulometrías mediante el estudio de backscattering en la prospección con georradar ha comenzado a adquirir importancia a partir de los resultados de los trabajos de Takahashi, Igel y Preetz (2012) cuando concluyeron que era posible calcular la granulometría de un sedimento a partir de un modelo esférico dieléctrico de potencia retrodispersión. En este estudio, utilizan la información obtenida con la técnica de TDR (*Time Domine Reflectometry*) de la reflectividad de los materiales a estudiar, y relacionandola con el diámetro de las partículas (Takahashi, et al., 2012).

El estudio de la retrodispersión registrada durante la toma de datos en áreas pequeñas, permite realizar una nanozonificación a partir de la caracterización exhaustiva del subsuelo. A partir de conocer las propiedades electromagnéticas del suelo y conocer su estructura y disposición en el terreno, se puede estimar el comportamiento mecánico del conjunto ante un evento sísmico.

4. PROCESADO E INTERPRETACIÓN DE REGISTROS

Los registros obtenidos mediante GPR representan una relación entre la onda emitida, el medio que atraviesan y la recepción de la onda. Dentro del proceso de interpretación se debe considerar resolver dos problemas, el directo y el inverso (Lapazaran Izargain, 2004).

El problema directo consiste en determinar, a partir de una geometría dada, las propiedades físicas del medio, mediante la interpretación de la evolución en el tiempo y en el espacio de la onda, desde que se emite hasta que regresa al receptor. Consiste en realizar un modelado usando las leyes físicas necesarias para determinar el campo de un determinado punto o instante. Los parámetros de los materiales se suponen conocidos, igual que las condiciones de contorno y las características de la fuente.

El problema inverso consiste en deducir las propiedades del medio y las geometrías que lo forman a partir de los datos de campo observados en superficie, determinando las causas a partir de observar las consecuencias. Estas consecuencias son los datos que proporciona el radargrama de forma que, conociendo los parámetros de emisión de la antena, se puede conocer la forma y posición de las superficies de discontinuidad que existen en el medio y sus propiedades físicas.

4.1. Registros del GPR

Un registro de georradar (radargrama) es una imagen de radar en dos dimensiones que representa las variaciones de las ondas emitidas durante la propagación desde el emisor hasta el reflector y su regreso a superficie donde el receptor las registra.

En el eje de ordenadas se representa el tiempo que necesita la onda para atravesar el medio y regresar a la antena receptora (ns) y en el eje de abscisas se representa la distancia recorrida por la antena durante la toma de datos (m). Conociendo la velocidad de la onda, también se obtiene la profundidad de los materiales que se atraviesan (Fig. 4.1).

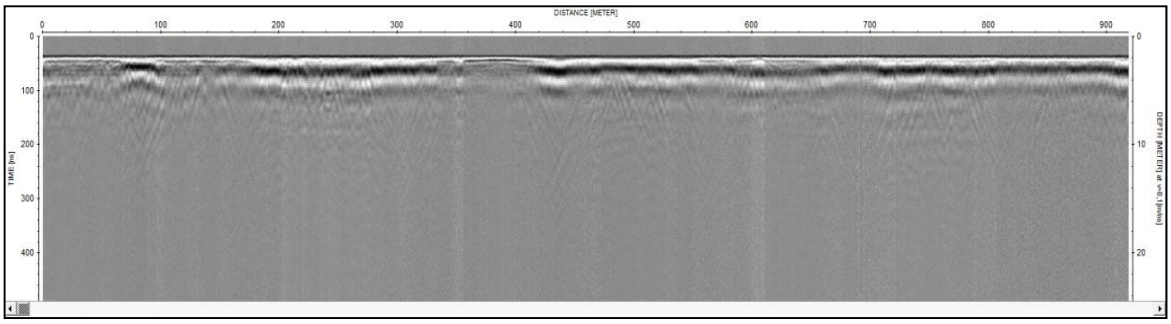

Figura 4.1. Radargrama obtenido mediante GPR.

4.2. Software de procesado. ReflexW

Las empresas que comercializan aparatos georradar facilitan al usuario los softwares de procesado de los registros. Los programas de análisis en 2D y 3D más comunes son Radan, comercializado por la empresa americana GSSI, MALÅ GPR *GroundVision* comercializado por la empresa MALÅ, GPR-*Slice* comercializado por GPR SIM y *Reflex* comercializado por Sandmeier Scientific Software

Los datos de reflexión tomados con el GPR, a menudo contienen ruidos (interferencias) extraños que dificultan la interpretación o, debido a la topografía del terreno o a la instrumentación del dispositivo, las coordenadas verticales (tiempo) y horizontales (longitud) no están debidamente distribuidas. Por ello, es necesario realizar un tratamiento de datos, y procesarlos para mejorar la interpretación de los registros.

El software Reflex, en la versión ReflexW que se ha usado para este trabajo, permite realizar correcciones de los radargramas, filtrados en 1D (la variable temporal), en 2D para modificar tanto la variable temporal como la espacial y análisis en 3D para poder trabajar sobre una imagen tridimensional todos los perfiles obtenidos durante el estudio.

4.3. Procesado de datos de georradar

Los datos tomados desde el GPR tienen varios procesos de procesado, antes y después de realizar el estudio.

4.3.1. Pre- procesados de datos

Para poder realizar un buen estudio en una zona es importante realizar ajustes manuales previos en la unidad de control del GPR. Dentro de estas opciones de ajustes se encuentran:

Información de cabecera de datos. Esta información se crea para cada archivo en los diferentes perfiles tomados, e incluye la fecha de toma de datos, la frecuencia de la antena, el lugar de trabajo, el nombre del archivo y comentarios necesarios para el posterior trabajo de procesado de los radargramas.

Parámetros de puesta en marcha. La posibilidad de registrar estos parámetros en los perfiles depende de cada aparato siendo los más comunes (Conyers, et al., 1997):

- *Time Window* (Ventana temporal). Define la cantidad de tiempo (ns) que la antena receptora grabará la energía de la onda reflejada. Esta ventana temporal se abra antes de la emisión del pulso y se cierra una vez que todos los datos de reflexión han sido registrado. Si la velocidad de onda en el material y la profundidad de estudio son conocidas, se puede estimar el tiempo que necesita la energía del georradar para propagarse del emisor al reflector y de vuelta a la antena receptora. Por lo tanto, hay que conocer las propiedades electromagnéticas del medio y también saber aproximadamente la profundidad del objeto a estudiar.

- *Samples per Scan* (Muestras por traza). Una vez establecida la ventana temporal se debe establecer el número de muestras de cada traza. Una muestra es un valor digital que define la porción de la traza de la onda reflejada. A mayor número de muestras para definir una traza, la forma de la onda quedará mejor definida. Este parámetro pude hacer variar la resolución de reflexiones importantes. Para una ventana temporal de 512 ns, si se establecen 512 muestras de cada traza, la resolución será mayor que si la ventana temporal es de 1024 ns.

- *Trace Stacking and Recording Rate* (Suma de trazas y tasa de grabación). La suma de trazas es un método que reduce porciones variables y aleatorias de la onda reflejada. Este ruido se quita por promedio aritmético sucesivo de trazas de

forma que se graba una composición de todas las trazas. Esto minimiza los efectos de interferencias por otras ondas superficiales o por objetos exteriores en la zona de estudio que estén próximos a la antena. Es un buen método para eliminar interferencias en antenas que se desplazan a velocidades lentas.

- *Trasnmision Rate* (Tasa de transmisión). Los sistemas de radar transmiten 25000 pulsos por segundo de forma que es imposible registrar todas las reflexiones individuales generadas por esos pulsos en esa fracción de tiempo. Para resolver esto, el GPR incrementa las muestras. Este ajuste es importante para la resolución horizontal de los datos registrados. Dependiendo de la velocidad de desplazamiento de la antena, es importante realizar buenos ajustes de grabación y sumatorio de trazas para alcanzar buena cobertura en el estudio del subsuelo.

- *Signal Position* (Posición de la señal). Antes de adquirir datos de reflexión es importante asegurarse de que la primera reflexión recibida se encuentra dentro de la ventana temporal establecida. Este parámetro es importante cuando la técnica de estudio con georradar es tipo WARR donde una antena es fija mientras que la otra se desplaza. La ventana temporal se ajusta de forma que la distancia entre las antenas se tenga en cuenta para que la primera onda se encuentre en tiempo cero. Si las antenas están separadas pocos centímetros este ajuste se realiza de forma automática durante la puesta en funcionamiento del GPR.

- *Range Gains* (Rango de ganancia). Debido a la forma cónica del haz de energía y a los factores de atenuación de la onda en profundidad, las trazas de las últimas ondas recibidas en la ventana temporal tienen bajas amplitudes comparadas con las ondas primeras (aérea y directa). Se realiza una amplificación de ganancia de datos para prever esta situación durante el registro en campo. Esto puede producir también una amplitud de los ruidos o interferencias registrados. De la misma forma, puede afectar a la resolución horizontal de forma que se debe aplicar también un ajuste de ganancia horizontal para evitar perder información de reflectores horizontales.

- *Filters Applied During Data Acquisition* (Filtros aplicados durante la toma de datos). En aparatos modernos es posible aplicar procesados con filtros antes de la toma de datos mediante el programa instalado en la unidad de control del GPR.

4.3.2. Post-Procesado de datos Adquiridos

Para comenzar a trabajar con los radargramas obtenidos en campo es necesario realizar una importación de los archivos digitales obtenidos con el georradar, que serán el archivo raíz (.dat) sobre el que se basarán todos los procesados que se realicen. Generalmente el programa muestra el radargrama en escala de grises, pero se puede modificar el tipo de escala incluyendo color y modificando los rangos de color para destacar elementos con mayor facilidad. Es necesario hacer un buen uso de la paleta de colores para que la representación del radargrama sea más clara.

I. Correcciones

Las correcciones se aplican a los registros para modificar o ajustar aquellos perfiles o trazas que presentan problemas (espaciales o temporales) ocurridos durante la toma de datos con el georradar (Lapazaran Izargain, 2004).

Correcciones Estáticas

Son correcciones aplicadas a los registros independientes del tiempo, que permiten recortar partes de las tramas, eliminar tramas no deseadas (con efectos de borde) y para variar el origen del tiempo. Trabaja cada traza por separado y aplica la misma corrección a toda la ventana temporal, sin producir modificaciones locales en el eje de tiempo.

Con esta corrección se puede unificar el origen del tiempo para perfiles donde la topografía sea variable o donde se produzcan retardos en la emisión del pulso electromagnético. Así, se aplican las modificaciones en el eje de ordenadas de la profundidad para corregir el origen de la variable vertical.

En ambas tomas de registros con el radar de este trabajo, la superficie topográfica o de estudio es plana y por lo tanto no realizaremos correcciones estáticas.

Correcciones Dinámicas

Estas correcciones se aplican con dependencia temporal sobre cada traza de forma que cada ventana temporal de una misma traza se corrige de forma diferente, dando lugar a dilataciones y compresiones en el eje temporal. Se utiliza en técnicas de estudio como *offset* común, CMP o WARR. En las dos últimas técnicas, donde se aumentan las distancias entre emisor y receptor, se genera un incremento en el tiempo doble (*moveout*) que debe corregirse para obtener un registro que refleje correctamente las posiciones y geometrías de los reflectores.

Corrección de desplazamiento (DC)

Es común encontrar en los registros originales una componente continua (DC shift) en la zona superior del radargrama. Esta componente se debe a la saturación producida por la gran amplitud de onda directa y aérea recibidas por la antena, que provoca una "ondícula" (wow) en todas las trazas del perfil, hasta que por sí misma decae a cierto tiempo. Esta componente se debe eliminar para evitar el oscurecimiento de las reflexiones del registro. Siendo un desplazamiento continuo existente en todas las trazas de un mismo perfil, se puede eliminar realizando una sustracción de parte esa parte de la traza, para todas las trazas. Los tipos de filtrado para esta corrección son:

- ***Substract DC-shift***

Elimina de cada traza del perfil su propia media. Para ello es necesario determinar una ventana temporal que calculará la media y se la restará a todas las trazas.

- ***Substract-mean (dewow)***

El filtro *dewow* aplica una función de eliminación de la media de cada traza a partir de la media de una ventana temporal móvil, de forma que esta ventana avanza traza a traza calculando la media y eliminándola del resto de la ventana. Se debe determinar la longitud de la ventana temporal móvil.

Las gráficas de la derecha de la figura 4.2, representan las trazas (izquierda) y el espectro (derecha). Para las gráficas de las trazas, el eje vertical representa el tiempo y el eje horizontal representa la amplitud. Para los espectros, la gráfica tiene como eje horizontal la amplitud y como eje vertical las frecuencias. Antes del filtrado se ve cómo en la traza existe un desplazamiento de la onda sobre el eje de amplitud cero. Después del filtrado, este desplazamiento DC se ha eliminado en la traza y el espectro se muestra

con la misma amplitud inicial pero se han ampliado las señales atenuadas a lo largo del eje vertical.

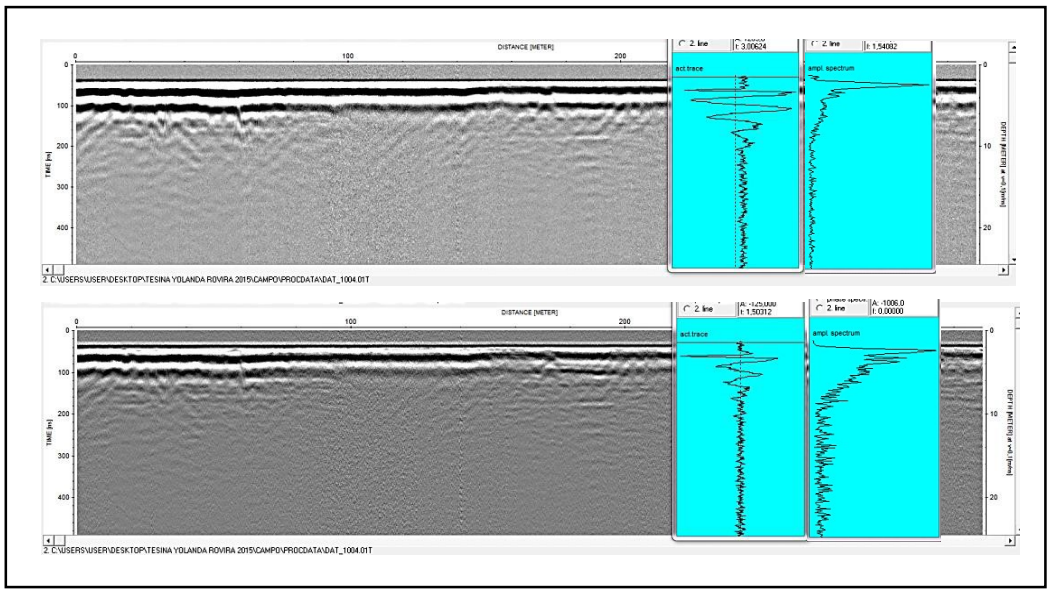

Figura 4.2. Variación de la traza 199 y su espectro, en el perfil P1004 después de realizar filtrado 1D Dewow.

- ***Filtro de paso alto Butterworth***

Consiste en eliminar las bajas frecuencias de forma que corrige el desplazamiento. Para ello, se debe tomar un valor de frecuencia de corte inferior, generalmente menor que el valor de la mitad del centro del pulso del georradar. A la hora de realizar este filtrado puede aprovecharse para hacer el filtro de paso bajo para eliminar el ruido de alta frecuencia, seleccionando también la frecuencia de corte superior siendo entonces un filtro paso banda.

- ***Band Pass frequency***

Este filtrado es la combinación del filtro de paso bajo y de paso alto, cuando se quiere cortar la frecuencia a ambos lados del espectro del georradar (Fig. 4.3). Consiste en modificar las frecuencias registradas en el radargrama de forma que se pueden eliminar determinadas señales ruidosas para un rango de estudio

Así, las estructuras quedarán más marcadas en el registro ya que parte de la señal quedará eliminada. En la figura 4.4 se comprueba cómo el bandeado vertical que afecta a todo el registro original A, desaparece una vez aplicado el filtro Band Pass. En este caso, con una antena de 50MHz, se realiza selección de frecuencias dentro del intervalo (5,55), eliminando cualquier frecuencia registrada fuera de ese intervalo.

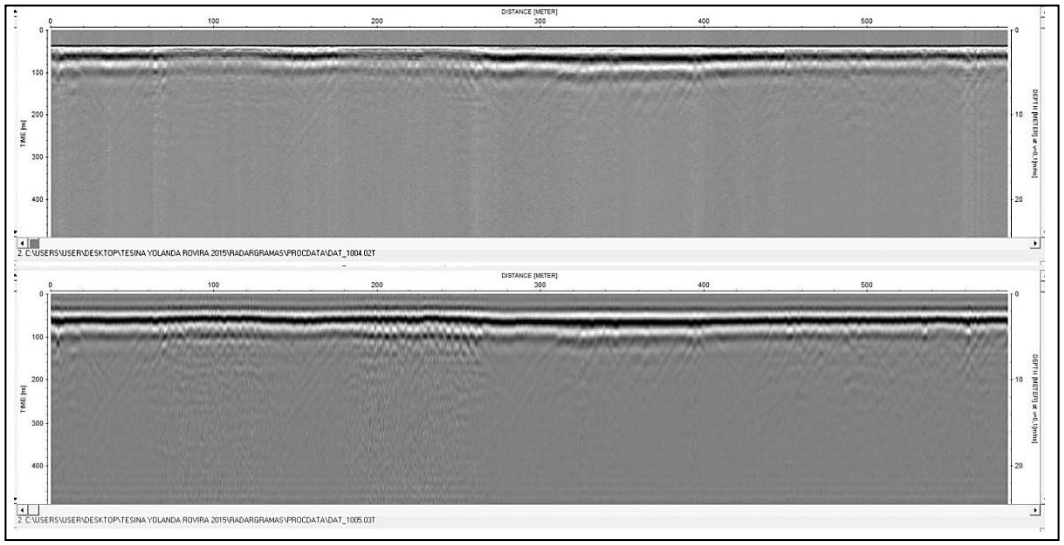

Figura 4.4. Variación del perfil P1005 después de realizar filtrado 1D Band Pass frequency.

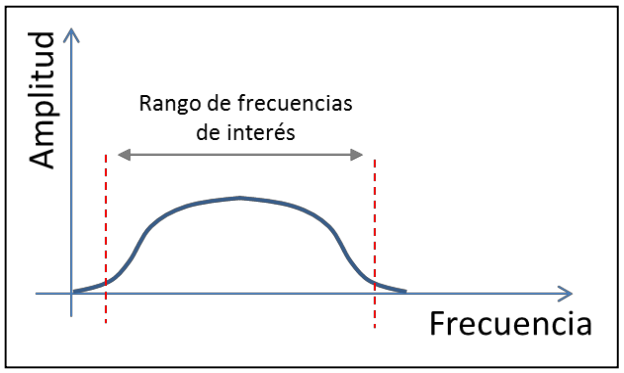

Figura 4.4. Esquema del proceso de eliminación de frecuencias del espectro con filtro Band Pass Frequency.

II. Filtrados

El filtrado de los radargramas tiene como objetivo eliminar los ruidos e interferencias, optimizando la relación señal-ruido (Lapazaran Izargain, 2004).

Filtros 1D

Se aplica el mismo filtro de forma individual a todas las trazas, afectando a la dimensión vertical. Además de los filtros explicados anteriormente para la corrección del desplazamiento, existen filtros en peine, filtro de banda eliminada, *Butterworth* y filtros de paso bajo mediante promedio de muestras o en función de sus frecuencias de corte.

Filtros 2D

Son filtros que afectan a la dimensión temporal y espacial, o sólo a la dimensión espacial.

- ***Background-removal filter***

Es un filtro de paso alto horizontal que afecta sólo a la dimensión espacial del radargrama. Con él se elimina aquello que es común en todas las trazas del radargrama, y que puede ser considerado como ruido sistemático (del georradar, de la onda aérea o de la onda directa, etc.) El proceso elimina la traza media en todo el perfil. Así, elimina el bandeado horizontal que presentan los registros originales en la parte más superficial (Fig. 4.5). Este bandeado puede ser originado por interferencias causadas por el portador del georradar (cuando no es apantallado) o por otro tipo de señales que

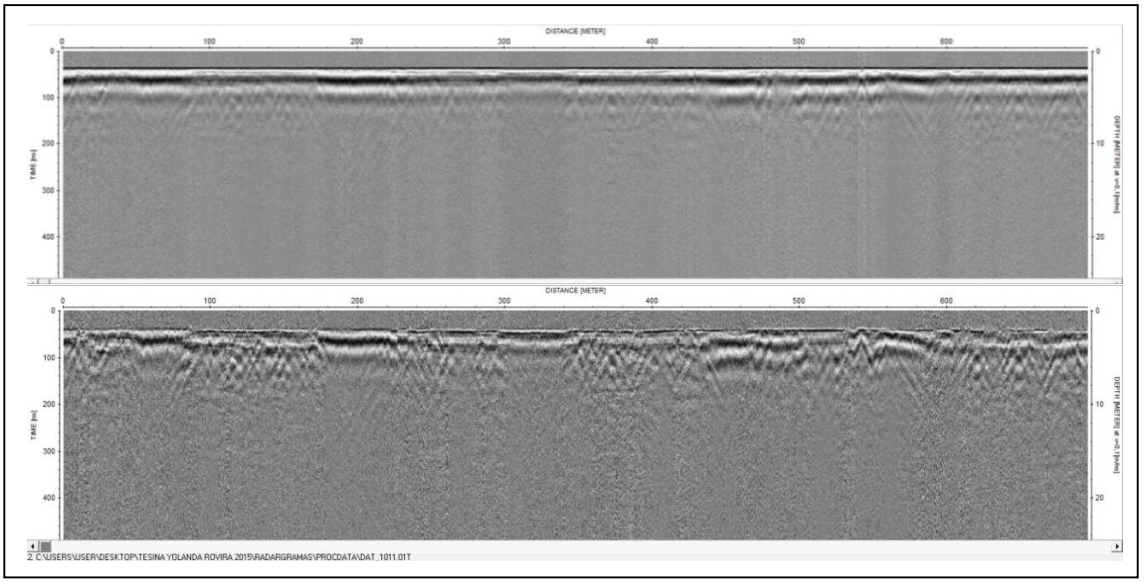

Figura 4.5. Mejora de la resolución en el perfil P1011 después de realizar filtrado 2D *Background removal.*

interfieran con las ondas emitidas por la antena.

Estas interferencias impiden ver las reflexiones del radargramas impidiendo ver las estructuras. En la imagen inferior, una vez aplicado el filtrado, el contraste en los elementos del registro es mayor.

A pesar de la gran utilidad de este filtro, se debe considerar el riesgo de perder resolución horizontal y por lo tanto eliminar de la imagen los reflectores horizontales.

III. Ganancia

En los registros del GPR se muestran dos tipos de ondas. Las ondas reflejadas en objetos y en el lecho (de interés) y la onda aérea y directa que son superficiales.

El factor de atenuación del pulso emitido y la divergencia esférica debilitan las señales de las ondas a medida que aumenta la profundidad. El control de ganancia automático reestablece las amplitudes para mitigar estos efectos de debilitamiento de la señal y aumenta la amplitud de las ondas reflejadas en objetos profundos respecto las ondas más superficiales como son la aérea y la directa. Los más comunes son la ganancia exponencial en el tiempo y el *Automatic Gain Control* (ACG).

- ***Automatic Gain Control*** es una función que reestablece el un valor cuadrático medio a lo largo de toda la traza. Iguala toda la señal de registro mediante un factor multiplicador inversamente proporcional a las señales fuertes (Sanchez Mederos, 2004) de forma que aumenta las señales más débiles (Fig. 4.6). Para registros donde el reflector esté a poca profundidad haya sufrido muy poca atenuación no es necesario hacer control de ganancia.

En el extremo derecho de la imagen (Fig 4.6) se puede ver la ventana de control de ganancia sobre el perfil P1008. La ventana (en rojo) muestra la traza original, la traza filtrada y la traza de referencia. Vemos como en la traza original, la energía de la onda decae a medida que aumenta la profundidad (tiempo de propagación). Las ondas directa y aérea (zona superior de la traza) tienen mayor amplitud, mientras que a medida que

avanza en profundidad, la amplitud decae. En la traza filtrada, la onda muestra una mayor energía desde el inicio. La traza de referencia marca la zona de mayor energía de la que se extrae el factor inverso para el tratamiento del resto de la traza donde ha habido una disminución de la energía.

- **Ganancia Exponencial** es una operación matemática por la cual se multiplica la amplitud por un factor que depende del tiempo de forma exponencial:

$$A'_i = A_i e^{\alpha t_i} \tag{6.1}$$

Donde A'_t es la amplitud corregida de la muestra i-ésima, A_t es la amplitud original, t_i es el tiempo que corresponde a la muestra i-ésima y α es el coeficiente de corrección exponencial de ganancia.

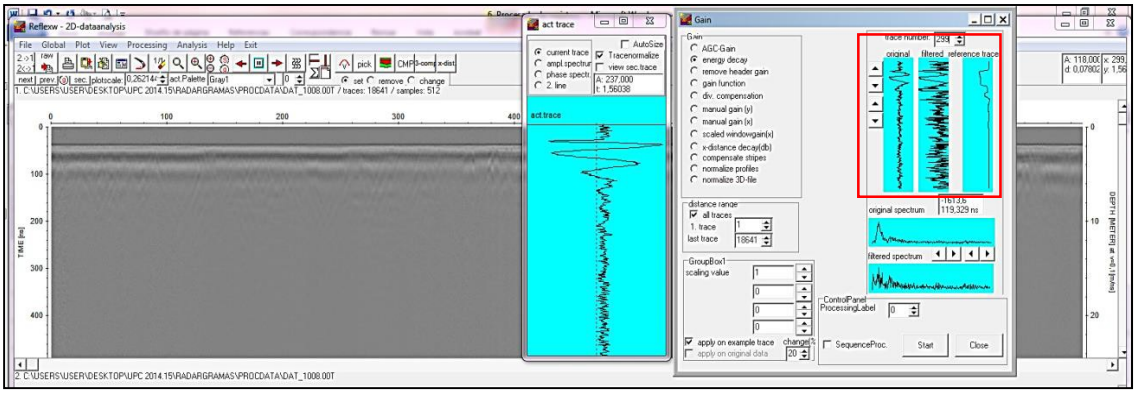

Figura 4.6. Ventana de control de Ganancia para ReflexW.

4.4. Técnicas de procesado en estudios de sedimentos

La retrodispersión puede producirse por un cambio en la rugosidad en la superficie atravesada, por un cambio en la textura del material, por un incremento de humedad o por la presencia de agua.

En determinados estudios con GPR para la investigación del subsuelo, la dispersión de ondas supone una dificultad para el estudio de los perfiles, debido a que crea una interferencia que obstaculiza la interpretación.

Actualmente, esta retrodispersión se utiliza para determinar variaciones de las propiedades electromagnéticas en suelos, que como en este estudio, presentan variaciones texturales y/o de tamaño de partículas (arenas y gravas), dentro del mismo grupo sedimentario. Así, se puede determinar un lentejón de sedimentos dentro de una capa sedimentaria, gracias a la interpretación detallada de la retrodispersión en los registros del GPR.

Para poder distinguir con detalle las perturbaciones por *backscattering*, y que se puedan utilizar para clasificar o distinguir el tipo de sedimento, se comparan trazas de perfiles donde aparece registrada en la señal esta retrodispersión de energía, con trazas donde no existen perturbaciones y la onda se atenúa con la profundidad.

4.4.1. Interpretación mediante Backscattering

Para poder estudiar el *backscattering* de un perfil es necesario realizar las correcciones de desplazamiento continuo (*Substract Mean dewow*), y realizar dos filtrados; sustraer las partes comunes a todas las trazas (*background removal*) y así mejorar la resolución y realizar un filtro paso banda para eliminar las altas y las bajas frecuencias de todos los perfiles que no nos interesan, matizando la banda de frecuencias en las que se puede ver con más claridad las zonas con *backscatternig*.

La figura 4.7 muestra la evolución de un perfil a medida que se superponen procesados con el software de ReflexW.

Partiendo del archivo raíz (A), obtenido con el georradar, se realiza la corrección del desplazamiento continuo con el filtro en 1D *dewow*. En el perfil procesado (B) se observa cómo se ha incrementado la resolución a medida que aumenta la profundidad del registro mientras que en superficie, el bandeado inicial queda más atenuado. Para poder eliminar las partes de las trazas comunes, se aplica el filtrado 1D *background removal* sobre el radargrama B, dando como resultado el radargrama C. Se ha perdido información en la zona más profunda del registro, pero se han matizado más las zonas con más contraste de amplitud de la zona central. Así, podemos distinguir estructuras geológicas. Por último, sobre el último perfil procesado (C) se realiza un filtro paso banda, eliminando del espectro aquellas frecuencias que no interesan. Este rango de

frecuencias eliminadas puede verse en la figura 4.7. El resultado se aprecia en los bandeados que habían aparecido en el registro C y que permanecían en la parte más superficial.

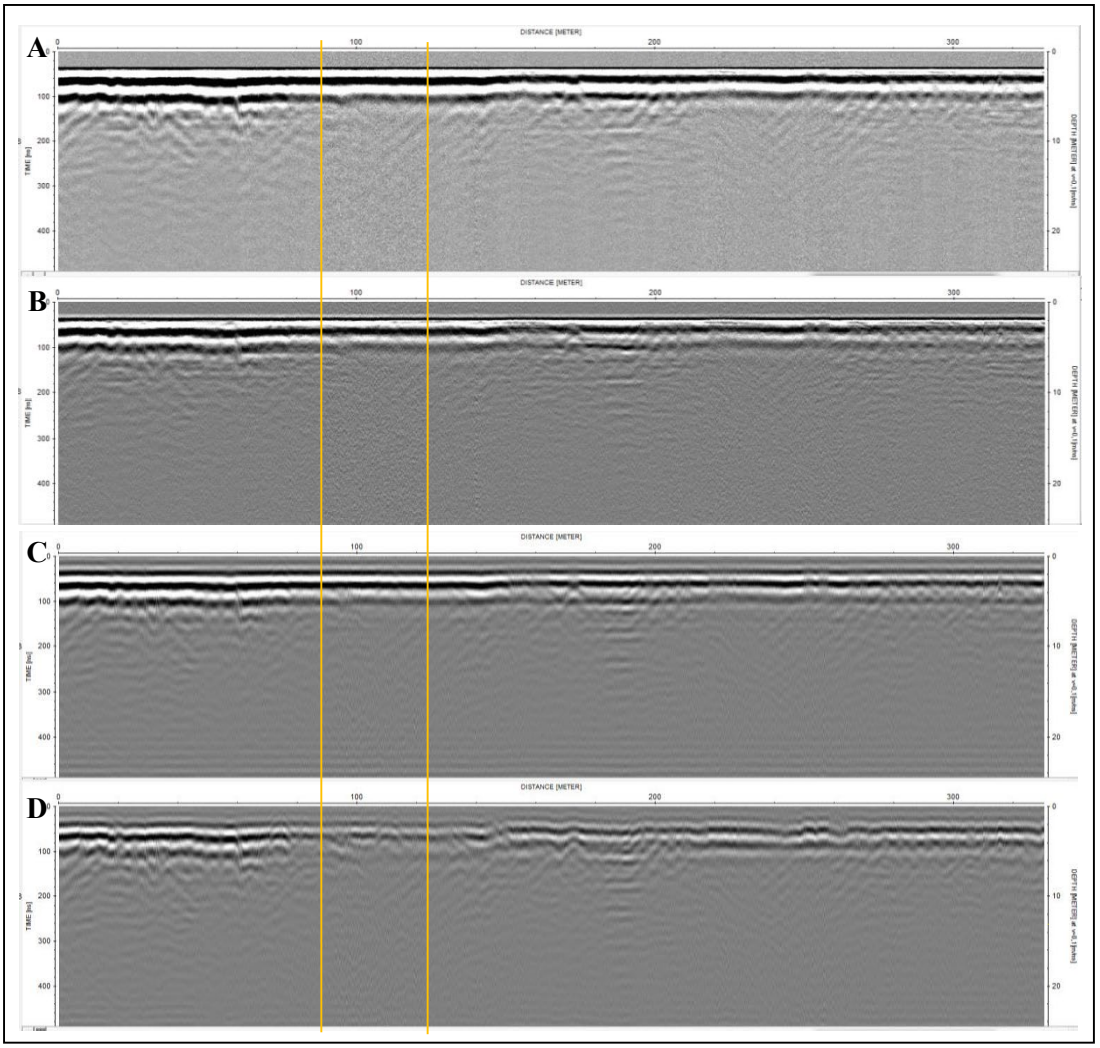

Figura 4.7. Evolución en el procesado de un perfil de georradar.

La zona entre las líneas naranjas es una zona de *backscattering*, de aproximadamente 35 metros de longitud, entre las coordenadas x=90m y x= 125m. En el radargrama original sólo se aprecia una señal confusa, pixelada, donde apenas se puede distinguir ninguna estructura o ningún reflector. A medida que se procesa la imagen gana en matices, pudiendo ver cómo en las zonas más extremas de la franja naranja existen unas líneas diagonales que se cruzan a medida que ganan profundidad. Aunque es pronto para precisar que se trata del lecho de un río, se puede utilizar la información obtenida para comprobar, sobre la cartografía hidrográfica de la zona, la posible existencia de un paleocanal.

Una vez tenemos detectada una zona con *backscattering* es importante estudiar las trazas de esa zona y averiguar así las coordenadas donde empieza y donde acaba. Además, estudiar las trazas permite hacer una relación entre trazas de igual respuesta que aparezcan en perfiles paralelos al actual y comprobar de esta forma la distribución espacial de las zonas de *backscattering* de toda el área de estudio.

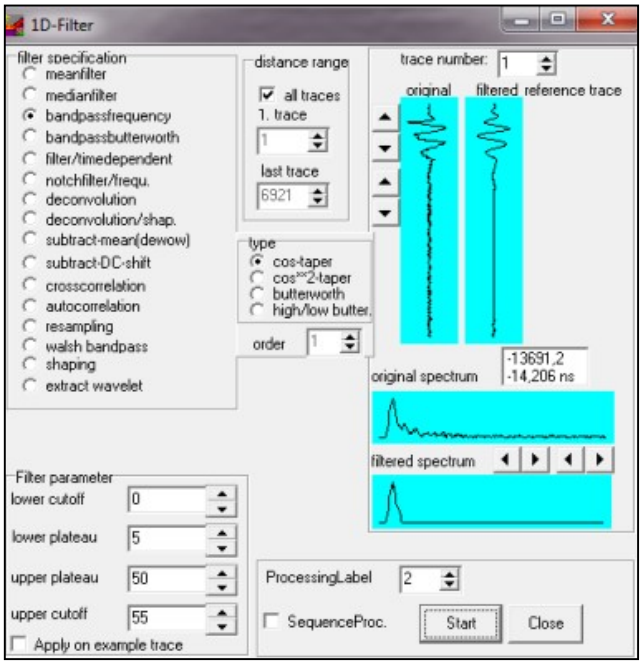

Figura 4.8. Ventana de filtrado 1D con opción Bandpass frequency en ReflexW software.

En la figura 4.9, se estudia la variación de la traza en x=100,22 m. Esta traza está dentro de la zona de *backscattering* marcada con las líneas naranjas de la figura 4.7. El orden de procesados es el mismo. Se puede comprobar que en el paso de A a B, cuando se realiza la corrección del desplazamiento continuo, la traza se centra en la amplitud cero, de forma que deja de estar desplazada a la derecha. También se ve cómo presenta picos de amplitud mayor que la media. Al realizar la eliminación del ruido de fondo la onda queda definida con ciclos de mayor tamaño. A una profundidad de 12 metros la onda tiene un aumento en la amplitud durante dos ciclos y luego la amplitud vuelve a disminuir a partir de los 15 metros de profundidad. Pasa a tener un comportamiento variable en amplitud hasta el final del registro. Si consideramos las leyes de las perturbaciones en las ondas de la óptica geométrica, este aumento en la amplitud de la onda se puede deber a la coincidencia de esta onda con las ondas de la dispersión (*scattering*) captadas cuando atraviesa una zona con sedimentos de diferente tamaño.