



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

Propuesta de un algoritmo simple para el cálculo de
velocidades en datos GPR

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A
CARLA LUCIA MOTOLINIA TEMOL

TUTORA
DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN
INSTITUTO DE GEOFÍSICA



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

A la UNAM, por el privilegio de pertenecer a esta gran institución y por permitirme obtener el grado de Ingeniera y ahora, el de Maestra.

Al Instituto de Geofísica y al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por la oportunidad de seguir mis estudios y culminar con este trabajo.

Al CONACYT, por el gran apoyo económico que me permitió concluir mi trabajo de tesis.

A mi tutora, la Dra. Claudia Arango Galván, por la ayuda que me brindó en todo momento para el desarrollo de esta tesis y por el gran apoyo recibido para concluir satisfactoriamente.

Al M. C. Jorge Blancas Vázquez por todo el tiempo que me dedicó para comprender mejor el método y por proporcionarme los datos que utilicé en este trabajo.

A mis sinodales, Dra. Alejandra Arciniega, Dra. Dora Carreón, Dr. René Chávez y Dr. Víctor Velazco por sus aportaciones tan valiosas para la mejora de este trabajo de tesis.

Dedicatorias

A mis padres, a Graciela por creer siempre en mí y por su apoyo ilimitado, a Onésimo por su apoyo todos estos años.

A mi hermano Onésimo por ser un ejemplo de constancia y dedicación, a mi hermano Luis por su apoyo incondicional y por darme ánimos para siempre continuar y mejorar.

A mis amigos del posgrado, José Luis, Carlos, Dulce, Judith, Francisco y Félix por todos sus consejos, su ayuda con las dudas y por hacer tan agradable todo este tiempo.

A León, por haber llegado en el momento preciso y darme la inspiración que necesitaba para finalizar este trabajo.

A Orvin, por ser una persona maravillosa, por su apoyo infinito, por su paciencia y por nunca dudar de mi capacidad para finalizar este proyecto.

INDICE

1. Introducción	1
2. Fundamentos de la teoría electromagnética.....	8
2.1. Ecuaciones de Maxwell.....	8
2.1.1. Propiedades electromagnéticas de las rocas	13
2.2. Medio dieléctrico disipativo	14
2.2.1. Tangente de pérdida.....	15
3. Radar de Penetración Terrestre (GPR)	17
3.1. Teoría del GPR	17
3.2. Descripción del equipo	20
3.2.1. Unidad de control.....	20
3.3. Parámetros de adquisición.....	23
3.3.1. Número de trazas	23
3.3.2. Número de muestras	23
3.3.3. Ventana de tiempo.....	24
3.3.4. Espaciamiento entre antenas	24
3.4. Arreglos bi-estáticos para GPR.....	25
3.4.1. CMP.....	26
3.4.2. WARR.....	28
3.4.3. Transiluminación.....	29
3.5. Procesamiento de datos.....	31
3.5.1. Visualización de los datos	31
3.5.2. Filtrado.....	33
3.5.3. Ganancias	33
3.6. Profundidad de investigación	34
4. Estimación de velocidades en el GPR.....	37
4.1. Profundidad Z conocida	39
4.2. Registro CDP	39
4.3. ϵ y σ conocidas	40
4.4. Hipérbolas de reflexión.....	41
5. Algoritmo para el cálculo de velocidades.....	45
6. Casos de estudio	50

6.1. Primer set de datos	50
6.2. Segundo set de datos	58
7. Conclusiones	69
8. Apéndice.....	70
Ecuación de onda	76
Propiedades de la propagación de la onda EM	78
Velocidad de propagación.....	79
Penetración nominal (Skin depth)	79
Longitud de onda	80
Impedancia	80
Reflexión y refracción de las ondas EM.....	82
Ganancia AGC.....	85
Ganancia SEC	86
Resolución vertical y horizontal.....	87
9. Bibliografía.....	92

Índice de Figuras

Figura 1. Corrientes de conducción, corrientes de desplazamiento y corriente total contra frecuencia (Annan, 2001)	10
Fig. 2. Propagación de una onda EM en materiales del subsuelo (adaptado de Neal, 2004)	17
Figura 3. Propagación de la energía EM (Cardimona, 1998)	18
Figura 4. Adquisición de datos en un punto del perfil, componentes del sistema GPR y la configuración de un reflector en el subsuelo (Neal y Roberts, 2000)	20
Figura 5. Ejemplo de datos adquiridos con un arreglo bi-estático	26
Figura 6. Arreglo CMP (Gruber y Ludwig, 1996)	27
Figura 7. Generación de hipérbolas en imágenes de radar (ERA, 1996)	27
Figura 8. Arreglo WARR (Gruber y Ludwig, 1996)	29
Figura 9. Prueba realizada con transiluminación (Yelf, 2007)	30
Figura 10. Al arribar las reflexiones, el tiempo se grafica y la onda de aire es registrada primero junto con la de tierra y posteriormente los demás arribos (Conyers y Lucius, 1996)	32
Figura 11. Concepto de ganancia variable en el tiempo donde la amplificación de la señal varía con el tiempo para compensar la atenuación. a) Traza de radar con cuatro señales que decrece su amplitud con el tiempo, b) Función de ganancia, c) Resultado de multiplicar a por b. Los cuatro eventos son claramente visibles en c (Jol, 2009)	34
Figura 12. Arreglo CDP (Blancas Vázquez, 2000)	40
Figura 13. Gráfica posición – tiempo, primer set	51
Figura 14. Gráfica posición-tiempo de los datos al aplicarles la ganancia AGC....	52
Figura 15. Gráfica posición-tiempo con los máximos relativos resaltados, cada color es un grupo de máximos relativos: azul primero, rojo segundo, magenta tercero y amarillo cuarto	53
Figura 16. Máximos relativos elegidos y que mejor representan las hipérbolas de reflexión	54
Figura 17. Gráfica $t^2 - x^2$	55
Figura 18. Resultado del REFLEXW	56

Figura 19. Puntos tomados para el cálculo del modo manual	57
Figura 20. Gráfica posición – tiempo, segundo set	60
Figura 21. Gráfica posición-tiempo con los máximos relativos resaltados, cada color es un grupo de máximos relativos: azul primero, rojo segundo, magenta tercero y amarillo cuarto.....	62
Figura 22. Máximos relativos elegidos y que mejor representan las hipérbolas de reflexión.....	63
Figura 23. Gráfica $t^2 - x^2$	64
Figura 24. Radargrama de los datos WARR en RADAN.....	65
Figura 25. Velocidades calculadas con RADAN.....	66
Figura 26. Puntos tomados para el cálculo del modo manual	67

Índice de Tablas

Tabla 1. Constante dieléctrica, conductividad eléctrica, velocidad y atenuación observadas en materiales geológicos comunes (Annan, 2001)	13
Tabla 2. Frecuencias de antenas, profundidad de penetración aproximada y la aplicación apropiada (modificado de GSSI, 2015)	22
Tabla 3. Frecuencias de transmisión y propiedades eléctricas que afectan los estudios de GPR (Yelf, 2007)	36
Tabla 4. Permitividad relativa (ϵ_r) y velocidad EM para materiales geológicos seleccionados (Baker et al, 2007)	38
Tabla 5. Descripción de los parámetros de los datos adquiridos, primer set	50
Tabla 6. Resultados obtenidos con el algoritmo.....	55
Tabla 7. Resultados obtenidos con el método manual	57
Tabla 8. Resultados obtenidos con los tres métodos	58
Tabla 9. Valores de velocidad correspondientes a cada interfase	58
Tabla 10. Parámetros de los datos adquiridos, segundo set	59
Tabla 11. Resultados obtenidos con el algoritmo	64
Tabla 12. Resultados obtenidos con el método manual.....	67
Tabla 13. Velocidades obtenidas con los tres métodos	67

Resumen

El Radar de Penetración Terrestre (GPR) es un método geofísico no destructivo que detecta estructuras en el subsuelo por la propagación de las ondas electromagnéticas; se puede utilizar en una gran variedad de medios y materiales como metales, concreto, madera, rocas, hielo, nieve, adobe. Al conocer la velocidad de propagación es posible saber que materiales se encuentran presentes en las zonas de estudio.

El objetivo de este trabajo es tener una alternativa para el cálculo de velocidades en datos generados por el radar. Esta herramienta es un algoritmo realizado en MATLAB que analiza las hipérbolas de reflexión generadas por el GPR.

Este trabajo está conformado por diversos capítulos que contribuyen a la comprensión del método y las técnicas que se utilizaron para procesar los datos. Se plantean los fundamentos de la teoría electromagnética, la teoría sobre el GPR, se presentan algunas técnicas que existen para realizar el cálculo de velocidades, se muestra la secuencia de pasos que el algoritmo realiza para llevar a cabo la estimación de las velocidades en un set de datos y se muestran las pruebas realizadas a dos grupos de datos, los cuales se analizaron con el algoritmo y con dos programas comerciales que procesan datos de radar.

Finalmente, se presentan los resultados y conclusiones, y al comparar los valores que se obtuvieron en las pruebas, se concluye que el algoritmo funciona de manera adecuada y genera resultados confiables.

Abstract

Ground Penetrating Radar (GPR) is a non-destructive geophysical method that detects structures in the subsurface by propagation of electromagnetic waves. It can be used in a wide range of means and materials such as metals, concrete, wood, rocks, ice, snow and adobe. By knowing the propagation speed of electromagnetic waves, it is possible to know what materials are present in the study area.

The objective of this work is to have an alternative for speed calculation using data generated by the radar. This tool is an algorithm implemented in MATLAB that analyzes reflection hyperbolas generated by the GPR.

This work includes several chapters that contribute to the understanding of the method and the techniques that were used to process data such as the fundamentals of electromagnetic theory, GPR theory, and speed calculations techniques. It also includes the algorithm's steps sequence used for speed estimation in a data set and the result of two sets of data processed with such algorithm and two GPR commercial programs.

Lastly, the results of the study obtained with the different methods mentioned are compared with each other and it can be concluded that the algorithm works properly and generates accurate results.

Introducción

El Radar de Penetración Terrestre (GPR) es una técnica geofísica no invasiva, diseñada para investigaciones en el subsuelo (Neal, 2004; Comas et al., 2004).

El GPR se fundamenta en la reflexión de ondas electromagnéticas (EM) con frecuencias en un rango de 10MHz a 4GHz, las reflexiones ocurren cuando las ondas EM viajan a través de materiales que poseen diferentes propiedades eléctricas. La magnitud de la reflexión depende del contraste eléctrico entre cada material (Muller, 2002), una onda EM se propaga hacia abajo y su velocidad se ve alterada por los encuentros con materiales de diferentes propiedades eléctricas (Neal, 2004). El factor principal que controla la velocidad es el contenido de agua en los materiales (Comas et al., 2005).

La mayor ventaja del GPR es la escala de resolución porque posee un amplio rango que va desde varios centímetros hasta cientos de metros usando una selección de antenas (Mellet, 1995). El sistema de GPR tiene la habilidad de coleccionar rápidamente grandes cantidades de datos del subsuelo en forma continua (Hruska et al., 1999; Doolittle y Collins, 1995).

Un conocimiento detallado de la velocidad del subsuelo por la propagación de la energía electromagnética es crítico para cualquier proceso de GPR; el método de CMP (punto medio común) y el WARR (reflexión-refracción de ángulo amplio) son dos metodologías usadas en el campo para estimar velocidades. El CMP es generalmente considerado más preciso que el WARR y debe de ser el primer estudio a realizar a la llegada a un sitio (Jol y Bristow, 2003).

El modo CMP es un método no invasivo que utiliza dos antenas, una funciona como transmisor y la otra como receptor; ambas antenas con una separación determinada, se transmiten las ondas al moverlas al mismo tiempo; es un método eficiente para detectar capas en el subsuelo (Boll, 1996).

Los registros que se obtienen usando la técnica de CMP consisten en ondas directas e hipérbolas, las cuales se asocian a reflectores con fuertes contrastes entre sus propiedades eléctricas. La propagación de la velocidad de la onda EM puede ser determinada directamente de la pendiente de la línea y la profundidad del reflector puede ser directamente inferida de la intersección de la línea con el eje y (Leucci, 2008). En el análisis de velocidad, el tiempo de viaje se usa en conjunto con el método de adquisición CMP para determinar la composición de un reflector (Annan y Cosway, 1992).

La velocidad de las ondas EM puede determinarse más rápido y fácilmente en los perfiles de reflexión adquiridos en modo continuo, usando las características de la hipérbola de reflexión de una fuente puntual (Fruhirth et al., 1996). Este es un método muy común en la estimación de la velocidad y está basado en el fenómeno de que objetos pequeños reflejan ondas EM en casi todas direcciones y por la geometría, la velocidad a un reflector puede ser resuelta (Yilmaz, 1987).

Los métodos más fáciles de utilizar para estimar la velocidad de propagación en el medio son: profundidad conocida, posición xy conocida, registro CDP, ϵ y σ conocidas e hipérbolas de reflexión (van Kempen y Sahli, 1999)

Así, esta tesis tiene como objetivo principal la creación de un algoritmo basado en las hipérbolas de reflexión generadas por el GPR para determinar de forma automatizada el perfil de velocidades, por medio del procesamiento de los datos adquiridos utilizando la técnica de CMP. Para realizar este cálculo la rutina requiere tener acceso a los datos adquiridos con el radar y los parámetros que se utilizaron al momento de la adquisición (número de trazas, ventana de tiempo, número de muestras, separación entre las antenas).

Una contribución relevante de este algoritmo es tener una alternativa más para realizar el cálculo de velocidades, ya existen métodos para la estimación de velocidades que requieren de mucho tiempo de proceso o tratamientos muy elaborados que pueden ser complicados o se tiene que recurrir a la compra de software especializado que resulta costoso y poco viable en términos económicos para el desarrollo de proyectos.

La propuesta planteada en este trabajo pretende ser práctica para el usuario por medio de una interfaz gráfica que lo hace de fácil manejo, resultando en una alternativa rápida y de bajo costo en la obtención de los valores de velocidad. Para corroborar su buen funcionamiento, los resultados obtenidos con el algoritmo se compararon con los resultados que se generaron en softwares comerciales (RADAN, Reflexw) que procesan datos de CMP y generan perfiles de velocidades. Tras la comparación, se obtuvieron resultados satisfactorios y de esta forma se otorga una opción viable para los usuarios de GPR.

Fundamentos de la teoría electromagnética

Debido a que los fundamentos del GPR se basan en la teoría de campos electromagnéticos, se requiere hacer uso de las ecuaciones de Maxwell que describen matemáticamente la física de los campos electromagnéticos y de las relaciones constitutivas que son útiles para cuantificar las propiedades de los materiales, la combinación de ambas sienta las bases para describir cuantitativamente las señales del GPR (Villela, 2013). El sistema GPR se fundamenta en la reflexión de ondas electromagnéticas y las reflexiones ocurren cuando las ondas viajan a través de materiales que poseen diferentes propiedades eléctricas, la magnitud de la reflexión depende del contraste eléctrico entre cada material (Muller, 2002).

Ecuaciones de Maxwell

Las ecuaciones de Maxwell describen la física de las ondas EM, mientras que las relaciones constitutivas cuantifican las propiedades de los materiales (Jol, 2009). Estas ecuaciones describen la variación temporal y espacial de los campos eléctricos y magnéticos, y su interdependencia. Son válidas para todo el espectro de frecuencias, describen la energía EM almacenada y el proceso de disipación para todos los materiales. En su forma clásica, en el dominio del tiempo, están dadas en forma diferencial para un medio heterogéneo, isotrópico, lineal y estacionario (Balanis, 1989):

Ley de Inducción de Faraday

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (1)$$

E: Intensidad de campo eléctrico [V/m]

B: Inducción magnética [T]

Relaciona la intensidad eléctrica con la variación de la inducción magnética y establece que, al variar en el tiempo t un campo magnético \hat{H} se inducirá un campo eléctrico \hat{E} y se mantendrá hasta que cese la corriente.

La ley de inducción de Faraday establece que si el flujo en un circuito cambia en alguna forma, una fuerza electromotriz es inducida y su magnitud es proporcional a la velocidad de cambio del flujo (Carter, 2009). El flujo en una bobina es igual a la suma del flujo en cada vuelta, así, la fem inducida en cada vuelta de una bobina es igual y el flujo total será el producto del flujo en una vuelta por el número de vueltas. La dirección de la fem inducida en un circuito por el cambio en el flujo magnético siempre se opone al cambio de flujo que la causa.

Ley de Ampere

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (2)$$

H: Intensidad de campo magnético [A/m]

J: Densidad de corriente eléctrica [A/m²]

D: Desplazamiento eléctrico [C/m²]

Describe la relación entre el campo magnético \hat{H} y la corriente que la origina. El campo magnético es generado por corrientes de conducción J y por corrientes de desplazamiento $\frac{\partial D}{\partial t}$.

En cualquier material natural, las corrientes que fluyen en respuesta a la aplicación de un campo eléctrico es una mezcla de corrientes de conducción y corrientes de desplazamiento. Dependiendo de la tasa de cambio del campo eléctrico, uno de los dos tipos de corriente puede dominar la respuesta. Matemáticamente, la corriente total consiste de dos términos; uno depende del campo eléctrico y el otro depende de la tasa de cambio del campo eléctrico (Annan, 2001).

$$J = J_C + J_D \quad (3)$$

$$J = \sigma E + \varepsilon \frac{dE}{dt} \quad (4)$$

J_C: Corrientes de conducción

J_D: Corrientes de desplazamiento

σ : Conductividad eléctrica [S/m]

E: Intensidad de campo eléctrico [V/m]

ε : Permitividad eléctrica [F/m]

En este caso, las corrientes de desplazamiento son proporcionales a la frecuencia angular

$$J_D = (\sigma + i\omega\varepsilon)E \quad (5)$$

ω : Frecuencia angular

Las corrientes de desplazamiento están fuera de fase con las corrientes de conducción por 90°, lo que se atribuye a $i = \sqrt{-1}$, e implica un elemento a la componente de desplazamiento. Este cambio de fase entre las corrientes de conducción y las corrientes de desplazamiento indica que un término es un

mecanismo de disipación de energía y el otro es un mecanismo de almacenamiento de energía.

Un gráfico simplificado de las corrientes de desplazamiento y de las corrientes de conducción, como corriente total contra frecuencia se presenta en la figura 1. Por lo general, existe cierta frecuencia por encima de las corrientes de desplazamiento cuando superan las corrientes de conducción. En un material simple donde la conductividad y la permitividad eléctrica son constantes, hay una frecuencia de transición ω_t , donde las corrientes de desplazamiento y las corrientes de conducción son iguales. Sobre esta frecuencia, las corrientes de desplazamiento dominan y debajo de ella las corrientes de conducción son las que dominan. Este factor es importante cuando se trata de la propagación de ondas EM.

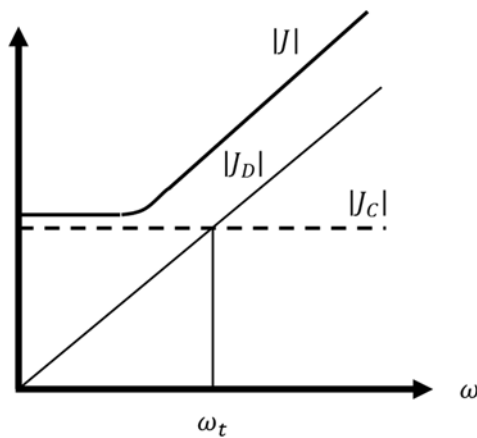


Figura 1. Corrientes de conducción, corrientes de desplazamiento y corriente total contra frecuencia (Annan, 2001)

$$\omega_t = \frac{\sigma}{\epsilon} : \text{Frecuencia de transición}$$

Ley de Gauss

$$\nabla \cdot D = q \tag{6}$$

D: Desplazamiento eléctrico [C/m²]

q: Densidad de carga [C/m³]

La ley de Gauss es válida solo para cargas estáticas, describe como convergen las líneas de campo sobre una carga negativa, y como divergen desde una carga positiva. El flujo del vector desplazamiento a través de una superficie cerrada es igual a la carga libre encerrada.

Si la carga se encuentra sumergida en un volumen de fluido incompresible, se puede tener una superficie de control (llamada superficie gaussiana) en la que se encuentra encerrada una carga q , en este caso se considera una esfera concéntrica. El campo eléctrico es siempre normal a la superficie de la esfera y su magnitud es constante ahí, de esta forma se puede calcular el flujo fuera de la esfera. El flujo fuera de la esfera es independiente del radio de ésta y depende solo de la carga encerrada en ella, esta afirmación es verdadera para cualquier forma de superficie y, al usar el principio de superposición, para cualquier grupo de cargas encerradas (Carter, 2009).

Ley de Gauss para el magnetismo

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (7)$$

B: Inducción magnética [T]

Proviene del hecho de que no se han encontrado monopolos magnéticos (polos aislados), se ha observado siempre en las líneas de campo magnético que su divergencia es nula, esto es, que el flujo de campo magnético a través de cualquier superficie cerrada es nulo (Pérez, 2004). Las distribuciones de fuentes magnéticas son siempre neutras en el sentido de que poseen un polo norte y un polo sur, por lo que el flujo a través de cualquier superficie cerrada es nulo.

Relaciones constitutivas

Las relaciones constitutivas relacionan los campos electromagnéticos con las propiedades del medio donde actúan (permitividad eléctrica ε , permeabilidad magnética μ y conductividad eléctrica σ):

$$D = \varepsilon E \quad (8)$$

ε = Permitividad eléctrica [F/m]

E: Intensidad de campo eléctrico [V/m]

La permitividad eléctrica ε es la habilidad de un material de almacenar y liberar energía en forma de carga eléctrica. Es el proceso en el que una fuerza externa modifica el estado de equilibrio de las cargas de un material y otra fuerza intenta regresar las cargas a su estado original, este proceso se llama polarización dieléctrica y está controlada por la permitividad eléctrica (Ida, 1995).

$$J = \sigma E \quad (9)$$

σ : Conductividad eléctrica [S/m]

E: Intensidad de campo eléctrico [V/m]

La conductividad eléctrica σ es la habilidad de un material para dejar pasar las cargas eléctricas libres bajo la influencia de un campo eléctrico \hat{E} . Las características que presentan las componentes del tensor de conductividad para un medio homogéneo e isotrópico son $\sigma_{xx} \neq \sigma_{yy} \neq \sigma_{zz}$ y las demás componentes son iguales a cero. La conductividad varía con respecto a la dirección en que se aplique el campo \hat{E} , y si el medio en el que se propagan las ondas EM es el vacío, se tendrá $\sigma = 0$.

$$B = \mu H \quad (10)$$

μ : Permeabilidad magnética [H/m]

H: Intensidad de campo magnético [A/m]

La permeabilidad magnética μ es la capacidad de una sustancia o medio para atraer y hacer pasar a través de sí los campos magnéticos, se asume independiente de la frecuencia y sus componentes son reales.

Cada una de las propiedades magnéticas de los materiales depende de la interacción entre los campos magnéticos externos y del movimiento interno de las cargas. Si el campo interno queda alineado con el externo y tienen la misma dirección, el campo total se incrementará; si tienen direcciones opuestas, el campo total disminuirá (Acosta, 2007).

En los problemas electromagnéticos más elementales se hacen las siguientes suposiciones en orden para simplificar el análisis (Ward y Hohmann, 1987):

- a. Todos los medios son lineales, isotrópicos, homogéneos y poseen propiedades electromagnéticas que son independientes del tiempo, temperatura o presión, y
- b. La permeabilidad magnética μ se asume como el valor en el vacío ($\mu = \mu_0$).

Los supuestos anteriores no se llevan al cabo, salvo en algunas excepciones como: 1) cuando se incluyen medios anisotrópicos para la interpretación de datos; 2) en la exploración geotérmica al afectarse la conductividad por la salinidad del agua en los poros; 3) en estudios de la corteza profunda, al considerar los efectos de la presión y temperatura; 4) la variación del contenido de humedad relacionado con la conductividad eléctrica.

En las tres relaciones constitutivas (ecuaciones 8, 9 y 10), la permitividad y la conductividad eléctrica son funciones complejas de la frecuencia angular; mientras que la permeabilidad se asume como independiente de la frecuencia y es real. Para algunas aplicaciones, como estudios de efectos superparamagnéticos (Buselli, 1982), la parte imaginaria de μ es importante.

Propiedades electromagnéticas de las rocas

Cada material se describe por propiedades eléctricas específicas, en la mayoría de las aplicaciones del GPR las variaciones en la permitividad eléctrica y conductividad eléctrica del subsuelo son las más importantes; la mayoría de los materiales de la tierra son no magnéticos, así que la permeabilidad del vacío es una buena representación de la permeabilidad magnética en el subsuelo. Los cambios en los materiales del subsuelo afectarán el índice de refracción y la energía reflejada se relacionará al contraste entre dos materiales con diferentes constantes dieléctricas.

En la tabla 1 se muestran algunos materiales geológicos con sus valores de constante dieléctrica, conductividad eléctrica, velocidad y atenuación.

MATERIALES	ϵ_r	σ [mS/m]	v [m/ns]	a [dB/m]
Aire	1	0	.30	0
Agua destilada	80	0.01	0.033	.002
Agua dulce	80	0.5	0.033	0.1
Agua salada	80	3000	.01	103
Arena seca	3-5	0.01	0.15	0.01
Arena saturada	20 - 30	0.1 - 1	0.06	0.03 - 0.3
Caliza	4 - 8	0.5 - 2	0.12	0.4 - 1
Lutita	5 - 15	1 - 100	0.09	1 - 100
Limo	5 - 30	1 - 100	0.07	1 - 100
Arcilla	5 - 40	2 - 1000	0.06	1 - 300
Granito	4 - 6	0.01 - 1	0.13	0.01 - 1
Sal seca	5 - 6	0.01 - 1	0.13	0.01 - 1
Hielo	3 - 4	0.01	0.16	0.01

Tabla 1. Constante dieléctrica, conductividad eléctrica, velocidad y atenuación observadas en materiales geológicos comunes (Annan, 2001)

Medio dieléctrico disipativo

En el rango de frecuencias altas (arriba de 500 MHz) del radar, el almacenamiento de la energía está dado por el dieléctrico y con la polarización magnética se crea la propagación de onda. En este medio las corrientes de desplazamiento son mucho mayores que las de conducción, pero estas últimas no pueden despreciarse.

La conductividad no puede ser despreciada debido a que hay una disipación de la energía por las partes complejas de la permitividad y ésta se asigna a la parte real de la conductividad. La constante de propagación es:

$$\gamma \cong \omega\sqrt{\mu\varepsilon}\left(1 + i\frac{\sigma}{2\omega\varepsilon}\right) \cong \omega\sqrt{\mu\varepsilon} + i\frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (11)$$

μ : Permeabilidad magnética

ε : Permitividad eléctrica

v : Velocidad

ω : Frecuencia

σ : Conductividad eléctrica

Las constantes de fase y de atenuación son:

$$\alpha \cong \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \quad (12)$$

$$\beta \cong \frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad (13)$$

Velocidad

$$v = \frac{\omega}{\alpha} \cong \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad (14)$$

La velocidad con la que se propaga la onda electromagnética es descrita por la velocidad de la luz en el material y esta velocidad es siempre más lenta que en el vacío; en materiales no magnéticos, la velocidad de propagación es igual a la velocidad de la luz en el vacío dividida por la raíz cuadrada de la permitividad eléctrica relativa $v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon}}$ (Annan, 1992).

Longitud de onda

$$\lambda = \frac{2\pi}{\alpha} \cong \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad (15)$$

Atenuación de onda

$$\delta = \frac{1}{\beta} \cong \frac{1}{\frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}} \cong \frac{2}{\sigma}\sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}} \quad (16)$$

Impedancia de onda

$$Z_{yx} = -\frac{\mu\omega}{\gamma} \cong -\frac{\mu\omega}{\omega\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon} + \frac{i\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}}} \quad (17)$$

μ : Permeabilidad magnética

ε : Permitividad eléctrica

v : Velocidad

ω : Frecuencia

σ : Conductividad eléctrica

Frecuencia de transición

Cuando un medio se aproxima a un dieléctrico disipativo y un buen conductor, se establece la frecuencia a la que el medio deja de ser disipativo para ser conductor y viceversa. Para obtenerlo, se igualan las expresiones de la velocidad entre un dieléctrico disipativo y un conductor:

$$\sqrt{\frac{2\omega}{\mu\sigma}} = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}}$$
$$\frac{2\omega}{\mu\sigma} = \frac{1}{\mu\varepsilon}$$
$$\omega = \frac{\sigma}{2\varepsilon} \quad (18)$$

Esta frecuencia es la transición entre la aproximación de un medio dieléctrico disipativo y un medio conductor. Para frecuencias menores a la frecuencia de transición se tiene la región de validez de los buenos conductores, y las frecuencias mayores son las aproximaciones a medios dieléctricos disipativos.

Tangente de pérdida

Un indicador cualitativo que determina que tan eficientemente se propaga una onda electromagnética en un medio es la tangente de pérdida, que es la razón entre las corrientes de conducción y de desplazamiento, está en función de la frecuencia de la onda electromagnética.

$$\tan\alpha = \frac{|J_c|}{|J_D|} = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \quad (19)$$

Este parámetro es útil en la determinación del tipo de corrientes que predominan, si $\tan\alpha \ll 1$ se tendrá un medio dieléctrico disipativo, donde las corrientes de

desplazamiento son mucho mayores que las de conducción, pero estas últimas no pueden despreciarse.

Radars de Penetración Terrestre (GPR)

Teoría del GPR

La palabra 'RADAR' es un acrónimo inglés acuñado en 1934 para Radio Detection and Ranging, "detección y medición [de distancias] por radio" (Buderi, 1996). El Radar de Penetración Terrestre (GPR) es un método geofísico no destructivo que usa pulsos electromagnéticos (EM) y detecta las ondas reflejadas por estructuras en el subsuelo (Daniels, 2004).

El GPR es una herramienta efectiva que puede ser usada en una amplia variedad de medios y materiales, algunas aplicaciones incluyen mapeo de objetos enterrados (metálicos y no metálicos), inspección de caminos y pistas de aterrizaje, monitoreo de balastos de ferrocarriles, inspección de estructuras de concreto, detección de panales de abejas y zonas atacadas por termitas en estructuras de madera, mapeo de zonas deterioradas en cubiertas de puentes, detección de fallas y fracturamiento en rocas, mapeo de la estratigrafía del subsuelo, ríos y lagos; mapeo de nieve y grosores de hielo en glaciares, mapeo de ruinas arqueológicas, detección de tumbas en estudios forenses, investigación hidrogeológica, monitoreo de contaminación por propagación de hidrocarburos.

El sistema de georadar consiste de 2 antenas, una transmisora y otra receptora como se muestra en la figura 2, la primera antena genera un pulso electromagnético que penetra y viaja por el subsuelo, y posteriormente es captado por la antena receptora después de reflejarse en interfaces con contrastes en las propiedades electromagnéticas.

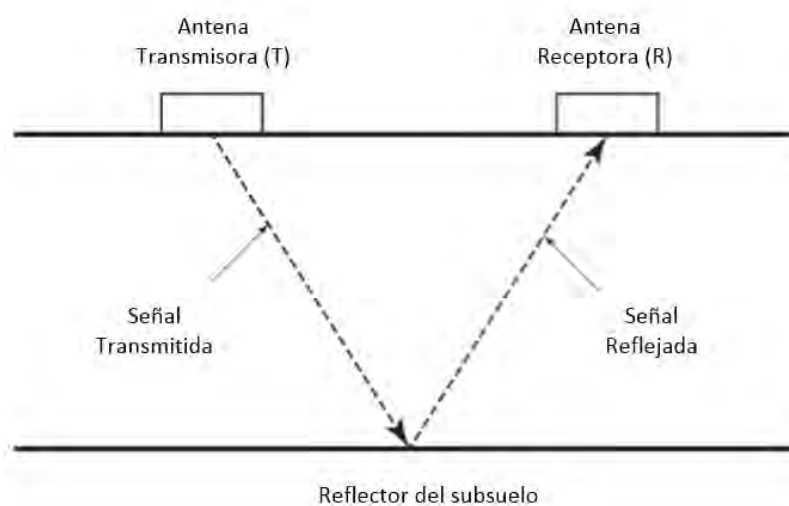


Fig. 2. Propagación de una onda EM en materiales del subsuelo (adaptado de Neal, 2004)

La antena transmite un pulso electromagnético a través de un medio y al llegar a una interfase de dos medios con propiedades electromagnéticas diferentes, parte de la energía será reflejada mientras que el resto será transmitida; se mide el tiempo transcurrido entre la onda transmitida y la reflejada. Esto se repite en intervalos de tiempo muy pequeños mientras la antena está en movimiento y la señal de salida se muestra como trazas dibujadas consecutivamente y que corresponden a las posiciones sucesivas sobre la superficie hasta formar un perfil continuo del medio, esto genera una imagen llamada radargrama.

El GPR requiere de un medio en el cual las ondas se puedan propagar a través de los materiales terrestres una distancia suficiente para que sea útil el estudio. La profundidad de exploración está limitada por la conductividad eléctrica del suelo, la frecuencia de la antena y la energía transmitida. Los minerales arcillosos y los poros saturados con agua limitan la penetración de las ondas debido a que el contenido de agua domina la velocidad y la reflectividad. El éxito de este método se basa en la operación de las ondas EM en un rango de frecuencias donde las corrientes de desplazamiento dominan y las pérdidas asociadas a las corrientes de conducción son mínimas (Annan, 1996).

Como se muestra en la figura 3, la trayectoria de los rayos representa el campo de ondas viajando en una dirección específica, se puede describir el campo de ondas por un número infinito de rayos viajando en todas las direcciones alejándose de la fuente.

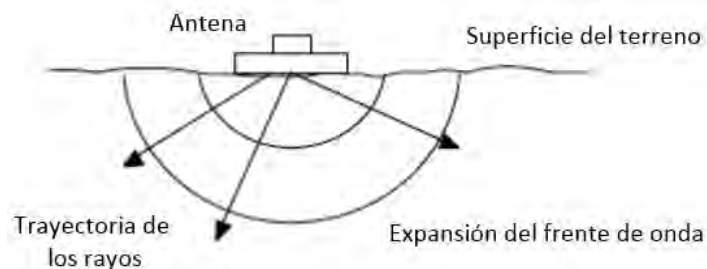


Figura 3. Propagación de la energía EM (Cardimona, 1998)

Cuando los rayos intersectan fronteras entre materiales, la energía se particiona entre ondas reflejadas y ondas transmitidas, la variación en las propiedades eléctricas causa reflexiones. La radiación electromagnética viaja en todas direcciones lejos de la fuente y a pesar de que esta energía se dispersará fuera de las discontinuidades que no están debajo de la línea de sondeo, la energía seguirá

siendo registrada por el receptor. Incluso cambios muy pequeños en la composición mineral o en el contenido de agua dan lugar a variaciones en la impedancia electromagnética, como contactos entre diferentes tipos de rocas, zonas de fractura, zonas de cizalla y áreas mineralizadas, huecos y cavidades dan lugar a respuestas fácilmente detectables, y son los objetivos en las investigaciones con GPR.

El GPR permite investigar las propiedades electromagnéticas (permitividad eléctrica, conductividad eléctrica y permeabilidad magnética) de los primeros metros del subsuelo basándose en la emisión y propagación de ondas electromagnéticas de alta frecuencia que van de 10 MHz a 4 GHz (Yelf, 2007).

Al utilizar la antena transmisora del GPR se tiene el patrón de radiación característico de un dipolo eléctrico, el cual puede orientarse de distintas maneras respecto al receptor, el cual también es un dipolo eléctrico. La resolución y la atenuación aumentan con el incremento de la frecuencia y por lo tanto, el aumento del ancho de banda, esta es una razón por la cual el GPR puede operar en diferentes frecuencias.

Hay varios arreglos para la adquisición de datos, se puede fijar la distancia entre el transmisor y el receptor (T-R), y mover el arreglo a lo largo de un perfil (modo reflexión), se puede fijar un punto de medida y medir con distintas aperturas T-R (Modo CMP); también se puede fijar T y mover solamente R a lo largo del perfil (modo WARR). Para estudios de exploración el GPR ha estado limitado por la profundidad de investigación y es más efectivo en ambientes resistivos donde se desea información muy detallada (Annan, Davis, 1997).

El diseño de la adquisición con GPR debe de incluir la siguiente información:

- Tipo de antena y frecuencia
- Espaciamiento entre antenas (distancia entre transmisor y receptor)
- Orientación de las antenas respecto al perfil
- Modo de adquisición (puntual, continuo)
- Registro de parámetros (rango, filtro, muestras)
- Condiciones de la adquisición (en verano o invierno)
- Determinación de la velocidad de las ondas EM (CMP, hipérbolas de difracción)

Los datos adquiridos necesitan ser revisados de forma crítica en el sitio para checar si son de buena calidad y para eliminar las fuentes de ruido, falsas reflexiones generadas por peatones o autos en movimiento; los teléfonos móviles o los radios bidireccionales pueden causar interferencia, así que no se deben operar cerca del receptor durante las operaciones de registro.

Descripción del equipo

Unidad de control

La unidad de control se encarga de controlar parámetros como: el tiempo de medición, muestras por traza (samples/scan), trazas por segundo (scans/s), posicionamiento de la señal, aplicación de filtros, ajuste de ganancia, control automático de distancia sobre el terreno, profundidad de investigación, el funcionamiento óptimo de las antenas, monitor e impresora.

En la unidad de control la señal es procesada y enviada al monitor o disco, la imagen resultante es una representación gráfica en series de tiempo del subsuelo. La fuente usada en el método del GPR es una antena dipolar, este tipo de fuente tiene dirección y el campo de ondas registrado depende del ángulo entre el transmisor y el receptor, así como de la orientación del objeto de estudio en el subsuelo. En la siguiente figura se muestran los componentes del sistema GPR.

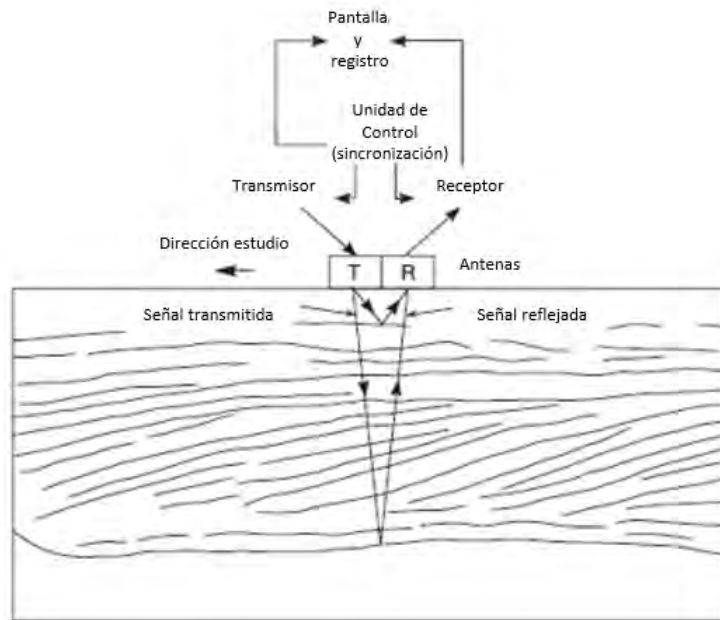


Figura 4. Adquisición de datos en un punto del perfil, componentes del sistema GPR y la configuración de un reflector en el subsuelo (Neal y Roberts, 2000)

2.1.1. Antenas y frecuencias

Las antenas se encargan de transmitir los pulsos electromagnéticos generados por un circuito transmisor y éste es manejado por la unidad de control, las antenas también pueden recibir las reflexiones de las estructuras en el subsuelo operando como receptores; la frecuencia central es controlada por el transmisor y el receptor. El haz del radar transmitido puede ser descrito más o menos como cónico (Arcone

et al. 1995), por lo tanto, las señales recibidas no son solo de debajo de la antena sino también de grandes áreas alrededor.

Debido a que las antenas operan en el rango de mega Hertz, las ondas que se propagan tienden a tener longitudes de onda del orden de 1 m o menos, cuando la longitud de onda es pequeña la resolución es mejor. Sin embargo, las altas frecuencias tendrán longitudes de onda más pequeñas (mejor resolución) y no penetrarán tan profundo como las bajas frecuencias (Cardimona, 1998). La frecuencia de la antena afectará la resolución en ambas direcciones, vertical y horizontal.

La antena recibe el pulso eléctrico producido por la unidad de control, lo amplifica y transmite a la tierra o a otro medio a una frecuencia particular, cuanto mayor sea la frecuencia de la antena, la penetración será menos profunda en el suelo y, altas frecuencias “verán” pequeños objetivos, la siguiente tabla muestra frecuencias de antenas, profundidad de penetración aproximada y la aplicación apropiada.

Aplicación apropiada	Antena principal	Antena secundaria	Profundidad (aproximada)
Concreto, carreteras, cubiertas de puentes	2600 MHz	1600 MHz	0 – 0.3 m
Concreto, carreteras, cubiertas de puentes	1600 MHz	1000 MHz	0 – 0.45 m
Concreto, carreteras, cubiertas de puentes	1000 MHz	900 MHz	0 – 0.6 m
Concreto, suelos superficiales, arqueología	900 MHz	400 MHz	0 – 1 m
Geología superficial, servicios públicos, UST,, arqueología	400 MHz	270 MHz	0 – 4 m
Geología, medio ambiente, servicios públicos, arqueología	270 MHz	200 MHz	0 – 5.5 m
Geología, medio ambiente, servicios públicos, arqueología	200 MHz	100 MHz	0 – 9 m
Perfiles geológicos	100 MHz	MLF 16- 80 MHz	0 – 30 m
Perfiles geológicos	MLF 16- 80 MHz	Ninguna	Más de 30 m

Tabla 2. Frecuencias de antenas, profundidad de penetración aproximada y la aplicación apropiada (modificado de GSSI, 2015)

Generalmente, altas frecuencias (1000 MHz – 2.6 GHz) se utilizan para detectar objetivos pequeños y superficiales, bajas frecuencias (100-900 Hz) se utilizan para detectar objetivos grandes y profundos. Los siguientes puntos se necesitan considerar para elegir la frecuencia adecuada de las antenas (Yelf, 2007):

1. Propiedades del objetivo (tamaño, profundidad y composición), los objetivos metálicos son buenos reflectores y los tubos de PVC generalmente producen señales más débiles. Algunas capas geológicas no se pueden detectar especialmente si son delgadas o si tienen un contraste pobre con las capas adyacentes.

2. Propiedades del suelo, roca o el medio en el que está enterrado el objetivo.

3. La resolución requerida para el objetivo, para obtener resoluciones en milímetros se requiere usar frecuencias altas y para resoluciones en metros se utilizan frecuencias bajas; es posible con algunos sistemas de GPR registrar información con dos o más frecuencias simultáneamente.

4. Presencia de humedad y arcillas, lo que limita la señal de penetración.

5. Topografía del lugar, cubierta vegetal, acceso para la antena y para el vehículo que la jala (si aplica).

6. Condiciones climáticas, generalmente se obtienen mejores resultados en suelos secos.

La elección de la frecuencia de la antena es el principal factor en la profundidad de penetración y uno de los factores más importantes en el diseño del sondeo, cuanto mayor sea la frecuencia de la antena penetrará menos en el subsuelo (Davis y Annan, 1989).

Parámetros de adquisición

Número de trazas

El número de trazas está en función del tamaño de paso, que es el intervalo espacial de muestreo, se define como que tan frecuente una traza es colectada espacialmente, los tamaños de paso más pequeños generan alta resolución en los datos adquiridos. El número de trazas se puede determinar por la longitud del transecto, el objetivo y la resolución. El espaciamiento entre las líneas varía de acuerdo al tipo de objetivo, tamaño y profundidad.

Número de muestras

Para determinar de forma adecuada el número de muestras por traza es necesario calcular el intervalo de muestreo, ya que de éste depende que los datos adquiridos tengan una buena calidad y el procesamiento e interpretación sean correctos.

El intervalo de muestreo se refiere al tiempo entre los puntos colectados por cada onda registrada, no debe de exceder la mitad del periodo de la frecuencia más grande, se toma como 1.5 veces el centro de frecuencia de la antena, esto puede ser calculado al usar la ecuación (Sensors & Software, 1999):

$$t = \frac{1000}{6f} \quad (20)$$

t: intervalo de muestreo [ns]

f: centro de frecuencia de la antena [MHz]

Muestras por trazas se refiere al número de muestras que se necesitan para construir una sola traza de reflexión que puede ser de 25,000-50,000 (o más) pulsos

de radar transmitidos por segundo (Conyers, 2004). Este parámetro influye en la resolución, entre mayor sea el número de muestras, mayor es la resolución.

Los equipos de GPR incluyen en su software para adquisición de datos el número de muestras por traza en función de la frecuencia de la antena que se utilice, el número mínimo de muestras a coleccionar por traza en la mayoría de los equipos es 512, otros valores comunes son 1024 y 2048 muestras por traza (Conyers, 2004).

Ventana de tiempo

La ventana de tiempo es la cantidad de tiempo que el receptor registrará los datos del tiempo doble de viaje (TWT). Conyers (2004) sugiere que la ventana de tiempo debe ser al menos tan grande como el tiempo que se toma para resolver la profundidad máxima deseada y se puede seleccionar en casi todos los sistemas comerciales de GPR. Para estimar una ventana de tiempo es necesario saber la profundidad máxima a la que se quiere llegar, una fórmula útil para obtener un valor para la ventana de tiempo es la siguiente:

$$W_t = \frac{2d}{v} \times (1.3) \quad (21)$$

W_t : ventana de tiempo [ns]

d : profundidad máxima [m]

v : velocidad de las ondas a través del medio [m/ns]

El tiempo de viaje de una reflexión es el tiempo doble del pulso que llega al reflector y regresa, de esta forma, la ventana de tiempo es equivalente a la profundidad máxima del sondeo (Parasnis, 1997). La ventana de tiempo se incrementa en un 30% para permitir la incertidumbre en las mediciones de d y v (Sensors & Software, 1999). Ventanas más grandes requieren un número adecuado de muestras por traza para determinar la forma de la onda registrada (Conyers, 2004), utilizar una ventana de tiempo amplia es conveniente para no perder información útil.

Espaciamiento entre antenas

La separación entre el transmisor y el receptor en una antena está determinada por el fabricante, ya que ambos elementos se encuentran dentro de ésta, debido a que la distancia entre los dipolos que conforman la antena no se puede modificar se genera ruido por la cercanía de estos. Al utilizar dos antenas, ese problema se resuelve al poder separarlas de acuerdo al objetivo que se tenga; existe la posibilidad de “ver” bajo un obstáculo que obstruye el objeto de interés y es posible realizar la adquisición con un determinado arreglo con el que se puede obtener la velocidad o la constante dieléctrica del medio.

Para una distancia de separación óptima entre las antenas, Annan y Cosway (1992) estiman un valor:

$$X = \frac{2h}{\sqrt{k-1}} \quad (22)$$

Una regla práctica es que si se conoce poco el área de estudio, el espaciamiento entre antenas debe ser igual al 20% de la profundidad estimada a la que se encuentra el objetivo.

Arreglos bi-estáticos para GPR

Un arreglo bi-estático consiste en utilizar dos antenas de la misma frecuencia, una funciona como transmisor y otra como receptor, se separan a diferentes distancias y se tienen un punto común de atribución. El beneficio de este arreglo es la obtención de la velocidad contra profundidad, lo cual ayuda a transformar los datos originales como imágenes a una sección de profundidad.

Los datos contienen diferentes tipos de señales como las ondas directas, las principales, las de superficie y las de aire, arribos que han sido reflejados más de una vez(múltiples), ruido y reflexiones primarias de las interfases, que se pueden utilizar para determinar la velocidad de las estructuras.

Para resaltar las reflexiones primarias y suprimir el resto, se considera el factor de que los tiempos de viaje de las señales varían entre las trazas como función de la posición, de esta forma, las reflexiones tienen curvas de tiempo de viaje hiperbólicas, mientras que las ondas directas, las principales, las de superficie y las de aire tienen curvas de tiempo de viaje rectas. Esto se puede observar en la siguiente figura, en la que se identifican las ondas directas y las reflejadas.

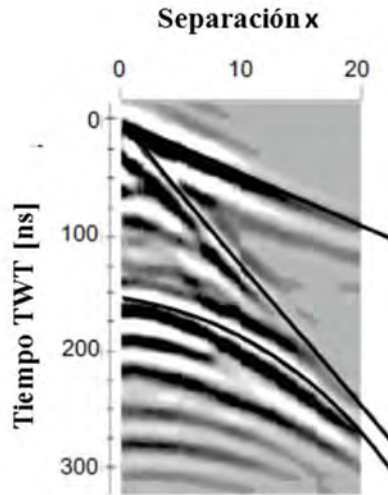


Figura 5. Ejemplo de datos adquiridos con un arreglo bi-estático

Los mejores arribos en los datos representan reflectores importantes a profundidad y pueden ser correlacionados con estructuras geológicas (Stein y Wyession, 2003), las interpretaciones están basadas en el tiempo de viaje y la amplitud.

Hay dos métodos de adquisición para poder determinar la velocidad de las ondas de radar en el subsuelo, métodos de ondas reflejadas y métodos de ondas directas. El método de ondas reflejadas requiere que las ondas de radar sean reflejadas por objetos o interfaces estratificadas a una profundidad que pueda ser posible medir. En los métodos de ondas directas, las ondas de radar son transmitidas a través del suelo, de una antena a otra a lo largo de una distancia medida, en ambos métodos la velocidad es determinada al medir el tiempo que le toma a las ondas viajar distancias conocidas (Conyers y Lucius, 1996).

CMP

El modo CMP es un método no destructivo que utiliza dos antenas, una funciona como transmisor y la otra como receptor, las ondas se transmiten entre ellas dos y están separadas desde un punto común o comienzan con cierta separación moviéndose juntas. La más simple y rápida medición de la velocidad puede ser realizada en el campo con este arreglo porque no es necesario realizar excavaciones. Una serie de ondas directas, ondas reflejadas y tiempos de viaje son medidos, si la energía del viaje se puede deducir en patrones, la velocidad de las capas del subsuelo se puede medir. Es un método realista para detectar capas en el subsuelo (Boll, 1996).

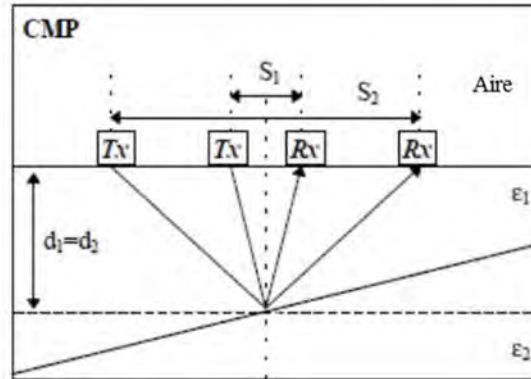


Figura 6. Arreglo CMP (Gruber y Ludwig, 1996)

Las unidades de GPR asumen que las señales reflejadas provienen directamente de debajo de la antena, sin embargo, las antenas de radar siempre operan más o menos con haz cónico; en el caso de los equipos más comerciales de 35° a 45°. Esto significa que la señal regresa y puede ser registrada incluso si la antena no se encuentra directamente debajo del objeto. El radar ve el objetivo desde diferentes ángulos, pero siempre lo registra como si estuviera debajo de la posición de las trazas que producen una forma hiperbólica (ERA, 1996). En la figura 7 se muestra de forma ideal como se genera una hipérbola de reflexión.

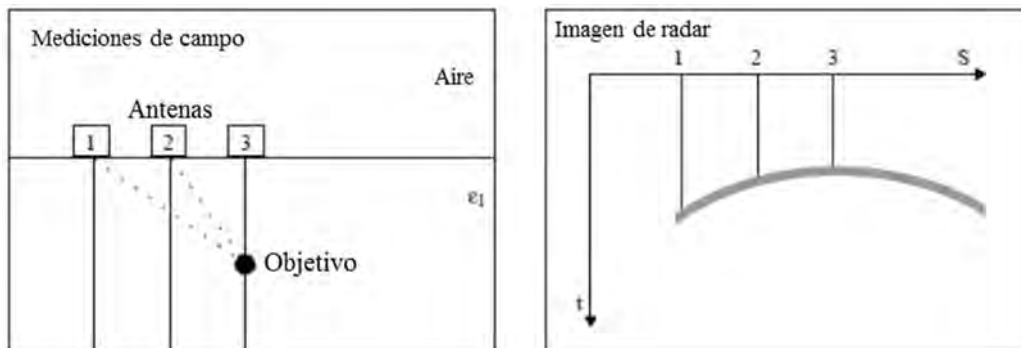


Figura 7. Generación de hipérbolas en imágenes de radar (ERA, 1996)

Si la distancia entre los puntos del perfil es muy grande, la inclinación pronunciada y rasgos pequeños no podrán generar una imagen (Woodward et al., 2003). El tamaño de paso es una elección crucial porque está relacionado al número de trazas que pueden ser colectadas, pocas trazas hacen a muchas estructuras irresolubles.

De una adquisición con CMP se puede determinar la profundidad del reflector debajo del punto medio entre el transmisor y el receptor. De las hipérbolas de reflexión desplegadas en el diagrama de tiempo de viaje, la permitividad relativa y la profundidad del reflector se pueden calcular de forma independiente. Graficando los datos medidos en un diagrama t^2-x^2 , la propagación de velocidad de la onda EM

puede ser determinada directamente de la pendiente de la línea y la profundidad del reflector puede ser directamente inferida de la intersección de la línea con el eje y (Leucci, 2008). El análisis de velocidad utilizando el tiempo de viaje se usa en conjunto con el método de adquisición CMP, es una técnica tradicional para determinar la composición de un reflector (Annan y Cosway, 1992), para usar esta técnica, se debe de determinar la velocidad de las ondas de radar usando el tiempo de viaje para las ondas reflejadas.

La velocidad de las ondas EM puede determinarse más rápido y fácilmente de los perfiles de reflexión adquiridos en modo continuo, usando las características de la hipérbola de reflexión de una fuente puntual (Fruhirth et al., 1996). Este es un método muy común en la estimación de la velocidad y está basado en el fenómeno de que objetos pequeños reflejan ondas EM en casi todas direcciones. El análisis de velocidades se realiza para convertir el tiempo doble de viaje a profundidad, ya que contribuye a caracterizar la litología de la zona de estudio.

Existen algunas variaciones realizadas a las pruebas con CMP, una variación mantiene una antena fija y la otra se aleja, los datos obtenidos de este arreglo pueden ser usados de la misma manera que si procedieran de una prueba hecha con el CMP estándar y es usado comúnmente cuando solo una persona está disponible para mover la antena. Si se realizan suficientes levantamientos con CMP, se puede obtener una distribución espacial de las velocidades en el subsuelo sobre un área específica. Para calcular la velocidad de las ondas de radar en las capas del subsuelo es necesario saber la distancia entre las antenas y la distancia periódica o la máxima separación entre ellas, de esta forma la velocidad a un reflector puede ser resuelta (Yilmaz, 1987).

El análisis de CMP resulta en valores de velocidad de las capas que se encuentren en el subsuelo y no revela detalles verticales, la variación en el contenido de humedad y la densidad volumétrica está implícita en la velocidad.

WARR

El modo de sondeo WARR “wide angle reflection and refraction” es un arreglo que utiliza dos antenas, donde una antena queda fija y que regularmente es el transmisor mientras que la antena receptora se aleja progresivamente de ésta, el sondeo óptimo se obtiene cuando el campo eléctrico de las antenas están paralelos y las antenas se mueven sobre una línea que es perpendicular a la polarización del campo eléctrico, esta configuración da la cobertura angular más amplia de un reflector del subsuelo. Además, un acoplamiento cercano de las antenas con la superficie debe mantenerse, a fin de maximizar la energía reflejada detectable en ángulos más allá del ángulo crítico de la interfase aire-tierra (Annan, 2001), este

arreglo también se utiliza para obtener una estimación de la velocidad de las ondas EM contra profundidad, al variar el espaciamiento entre las antenas.

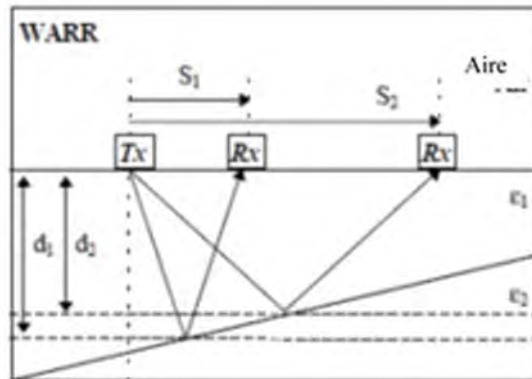


Figura 8. Arreglo WARR (Gruber y Ludwig, 1996)

Por lo regular, el arreglo WARR se utiliza para determinar velocidades del subsuelo utilizando las curvas que se identifican en el radargrama, la velocidad de la onda de aire y de la onda de tierra se puede determinar de la pendiente de la gráfica tiempo contra distancia. Un arreglo WARR estrictamente se aplica solo ante la presencia de reflectores horizontales o en reflectores ligeramente inclinados y el material debe tener propiedades homogéneas.

Transiluminación

El método de transiluminación proyecta la energía entre dos antenas que se utilizan, una como transmisor y otra como receptor separadas por el material del cual se necesita saber su velocidad, se deben colocar en las paredes de la excavación de frente, alineadas de tal forma que los ejes más largos de las antenas estén paralelos; este método no es comúnmente usado en estudios arqueológicos porque las antenas son colocadas algunos metros dentro de una excavación, pero ha sido utilizado con éxito en pruebas de integridad de concreto o pilares de piedra (Bernabibi et al, 1994).

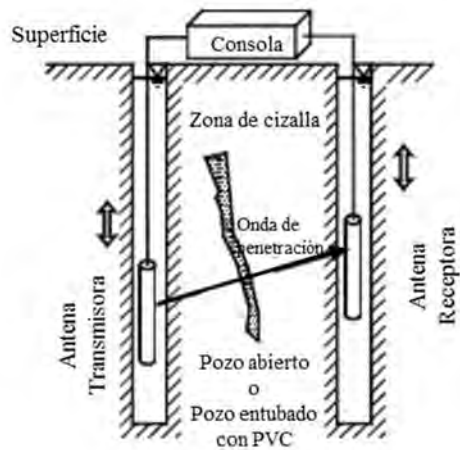


Figura 9. Prueba realizada con transiluminación (Yelf, 2007)

Es importante que las antenas estén separadas al menos la distancia de radiación de la antena transmisora en la zona cercana (Ulaby et al., 1981), esta es la zona donde la energía de la antena transmisora es irradiada y almacenada (Duke, 1990), esta distancia se encuentra en un rango de 1 a 3 m, dependiendo de la frecuencia de la antena y la permitividad relativa del medio. Si ambas antenas se encuentran muy cerca, será difícil identificar la señal recibida.

Las dos antenas pueden ser movidas en pasos o en forma continua, cuando el material sometido a pruebas está muy estratificado es importante que el campo eléctrico generado esté orientado de forma paralela a los planos de estratificación, para hacer esto, el eje más largo de la antena debe estar localizado paralelo a los planos de estratificación. Si el material no es estratificado y es bastante homogéneo, la orientación de las antenas con respecto al material no es importante, siempre y cuando las antenas estén orientadas en la misma dirección.

Al conocer la separación de las antenas y el tiempo de viaje de la energía entre las antenas en cada paso, las velocidades y las permitividades eléctricas relativas pueden ser calculadas. Cuando las mediciones de la velocidad en cada paso se representan en función de la profundidad de las antenas por debajo de la superficie del suelo, un perfil de velocidad se puede construir. De esta forma se ilustra como las velocidades decrecen con la profundidad indicando un aumento gradual del contenido de agua.

Los estudios realizados con transiluminación examinan las señales transmitidas a través de un volumen y se usan técnicas de reconstrucción topográfica para modelar el volumen entre los puntos de medición. Esta técnica se usa esporádicamente para

ver la estabilidad entre pozos, los trabajos más extensos se han hecho para la evaluación de eliminación de residuos nucleares.

Procesamiento de datos

Cassidy (2009) sugiere que al momento de procesar datos se debe de tener en mente: 1) que sea sencillo; 2) realista; 3) entender lo que se está haciendo; y 4) ser sistemático y consistente; el noventa por ciento de los datos colectados necesitan solo procesos básicos. El procesamiento de los datos puede afectar la amplitud de la señal original creando pseudo anomalías u oscurecer las anomalías existentes. Cada conjunto de datos es único, y requerirán diferentes pasos en el procesamiento para eliminar características no deseadas y mejorar las características que son de interés para la investigación. Sin embargo, hay un número de ediciones y pasos para procesar que se recomienda realizar.

Visualización de los datos

Cuando se adquieren datos con una unidad de GPR que es movida sobre el suelo, se colectan trazas en posiciones equidistantes a lo largo de todo el perfil, las trazas muestran la señal recibida en una posición específica. Un eje es la amplitud de la señal y el otro es el tiempo que la señal necesitó después de que la primera muestra fue colectada, esto significa que para señales reflejadas el tiempo del transmisor al reflector y de éste al receptor se denomina tiempo doble de viaje (TWT) y es el que se registra en la unidad de control. Las trazas colectadas serán transferidas a una gráfica, el eje horizontal muestra la posición de la antena y el eje vertical representa la escala de tiempo de la señal de radar.

El tiempo TWT entre la transmisión, reflexión y recepción es medido en nanosegundos (10^{-9} [s]) y está en función de la profundidad, el espaciamiento entre antenas (en sistemas con dos antenas) y el promedio de la velocidad de las ondas en el material. Las reflexiones de las discontinuidades en el subsuelo no son las únicas señales registradas como trazas, el primer pulso en llegar es la onda de aire, la cual viaja de la antena transmisora a la receptora a la velocidad de la luz (0.2998 m/ns); el segundo arribo es la onda de tierra, la cual viaja directamente a través del suelo entre la antena trasmisora y la receptora. Estas dos ondas enmascaran cualquier reflexión primaria que se encuentre en la parte superior del perfil, la onda de aire y la de tierra pueden ser distinguidas por la variación en el tiempo de viaje debido a la constante dieléctrica del aire y de la tierra. En la figura 10 se muestra la forma en que se registran las ondas.

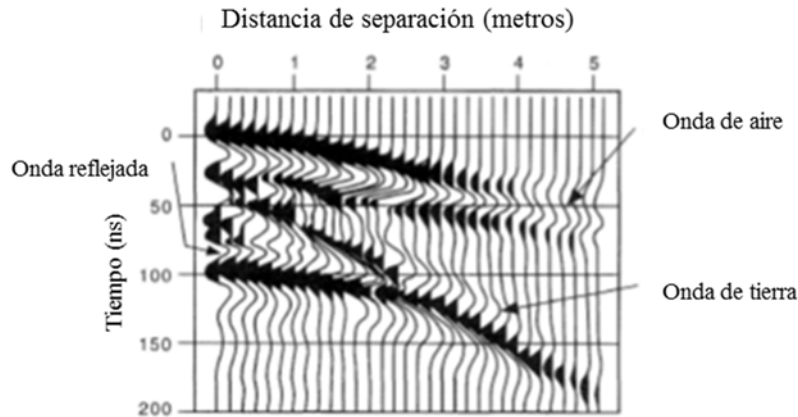


Figura 10. Al arribar las reflexiones, el tiempo se grafica y la onda de aire es registrada primero junto con la de tierra y posteriormente los demás arribos (Conyers y Lucius, 1996)

El procesamiento digital de señales se aplica a los datos como se requiera, esto varía de acuerdo a cada levantamiento, normalmente involucra filtrado para remover ruido, ajuste de ganancia para balancear la señal, migración para remover efectos de difracción, correcciones por variación en la topografía y la representación gráfica usando varias paletas de colores. En algunos casos los datos crudos son adecuados para llevar a cabo una interpretación, las rutinas de procesamiento varían por sitio y de acuerdo al tipo de equipo utilizado.

Análisis de datos

1. Los resultados del GPR se interpretan al reconocer patrones de reflexión en los radargramas.
2. Objetos discretos enterrados regularmente aparecen como reflexiones hiperbólicas en los datos crudos, con los extremos de las hipérbolas proyectados hacia abajo como una “v” invertida. Estas formas se pueden convertir a su forma y tamaño real aplicando una rutina de procesamiento llamada migración.
3. Las capas en el subsuelo aparecen como reflectores continuos en los radargramas, estas capas están digitalizadas en la pantalla y presentadas en secciones 2D.
4. Cuando los datos han sido registrados como líneas múltiples en un grid, los resultados pueden ser procesados y desplegados como un gráfico 3D.

Los patrones de reflexión en los datos crudos no representan la forma real u orientación de los objetos en el subsuelo (objetos enterrados aparecen como hipérbolas de reflexión complejas y capas profundas como interfases lineales con ángulos menos profundos que su verdadera posición en la superficie), la forma verdadera y orientación de los objetivos pueden ser obtenidas al aplicar rutinas de

migración y usando valores de velocidad medidos en el campo o calculándolos con métodos de ajuste de curvas. Las rutinas de ajuste de curvas están incluidas en la mayoría de los paquetes comerciales para el procesamiento de datos, calculan el promedio de la propagación de la velocidad en el medio en el que el objetivo está enterrado haciendo coincidir la forma de la hipérbola al contorno del objetivo reflejado.

La velocidad comúnmente disminuye al incrementarse la profundidad (debido al incremento de humedad), sin embargo, un valor de velocidad calculado, por ejemplo, a 1m de profundidad no se podría aplicar a objetivos más profundos. Para superar esto, la velocidad necesita ser calculada para todas las hipérbolas visibles y aplicar el valor apropiado a un objetivo que se encuentra a una profundidad específica.

Filtrado

Los sistemas de GPR son receptores de ancho de banda son susceptibles a las interferencias de fuentes artificiales como los transmisores de señales de televisión, transmisores de radio FM, celulares y sus torres de transmisión, walkie-talkie y otro tipo de radio comunicación (Conyers y Goodman, 1997; Olhoeft, 1999, 2000). Cuando el operador del GPR se da cuenta que existe interferencia que provoca ruido aleatorio generado por las radio comunicaciones, en algunos casos se puede reducir al realizar el apilamiento de trazas en el momento en que se lleva a cabo la adquisición de datos (Olhoeft, 1999) o elegir una antena de frecuencia significativamente diferente a la del ruido (Conyers y Goodman, 1997).

Los filtros están diseñados para modificar la forma de cada traza a través de manipulación matemática, para mejorar o eliminar ciertas características (Sensors and Software, 1998). Las características típicas que se necesitan remover de los perfiles de GPR incluyen las bajas frecuencias, el ruido ambiental y el sistemático. Los filtros de frecuencia conservan las características principales de las primeras reflexiones, aunque con un leve decremento en la resolución vertical y una mejora en la visibilidad, continuidad e interpretabilidad (Neal, 2004).

El tipo de filtro que se aplique depende de los objetivos que se tengan. Un procesamiento simple de los datos como la aplicación de ganancias y un filtrado no debería de modificar radicalmente los datos, el propósito debería ser aumentar los aspectos básicos de los datos que son de interés para el estudio (Annan, 1999). El filtro pasa-bajas elimina las altas frecuencias de la señal contenida en la dimensión temporal, se usa para remover ruido de alta frecuencia o "snow" (Dojack, 2012).

Ganancias

La ganancia mejora de forma visual las secciones de GPR, las señales de radar se atenúan rápidamente conforme se van propagando a través del subsuelo, generando que eventos a grandes profundidades sean más difíciles de discriminar (Annan, 2005). La ganancia, ya sea lineal, exponencial o constante se aplica sistemáticamente como función de ganancia, que posee un operador matemático específico, el cual se define por el usuario o un sistema automático (Cassidy, 2009).

La ganancia AGC "Automatic Gain Control" (control automático de ganancia) y la ganancia SEC "Spreading and Exponential Compensation" (propagación y compensación exponencial o decaimiento de energía) son dos de las funciones de ganancia más populares, la AGC ecualiza las amplitudes bajas de cada traza, haciéndola ideal para monitorear horizontes estratigráficos, sin embargo, esta función elimina toda la información de la amplitud (Jol y Bristow, 2003); la ganancia SEC aplica una ganancia exponencial que compensa por la propagación y atenuación del frente de onda.

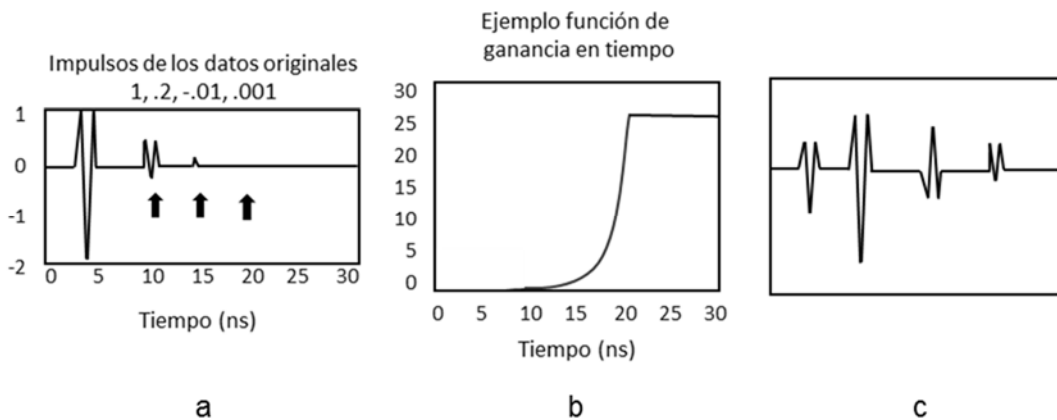


Figura 11. Concepto de ganancia variable en el tiempo donde la amplificación de la señal varía con el tiempo para compensar la atenuación. a) Trazas de radar con cuatro señales que decrece su amplitud con el tiempo, b) Función de ganancia, c) Resultado de multiplicar a por b. Los cuatro eventos son claramente visibles en c (Jol, 2009)

Profundidad de investigación

La profundidad de investigación se refiere a una distancia que caracteriza el alcance de la herramienta de adquisición, las profundidades de investigación pueden variar considerablemente en condiciones no homogéneas, así que sólo deben ser consideradas como una guía cualitativa para la respuesta de la herramienta.

La profundidad del estudio con GPR depende de la frecuencia de transmisión, la potencia del transmisor y la conductividad del medio a investigar. El rango de

profundidad varia de 25 mm a 40 m, pero es típico para aplicaciones geotécnicas de 0.1 a 5 m (Yelf, 2007). La penetración más profunda es posible usando bajas frecuencias (25-100 MHz) siempre que el medio no sea muy conductivo. La mayoría de los estudios en ingeniería civil se realizan con un rango de frecuencias entre 1.5 GHz y 400 MHz, para el cual la profundidad de penetración se encuentra entre 0.3-2 m, la tabla 3 muestra que una combinación de bajas frecuencias transmitidas y suelos resistivos puede incrementar la profundidad de penetración.

Parámetro GPR	Permitividad eléctrica		Conductividad eléctrica		Frecuencia del transmisor		Observaciones
	Baja	Alta	Baja	Alta	Baja	Alta	
Velocidad de propagación	Rápida	Lenta					Altas velocidades en arena seca; bajas velocidades en materiales saturados con agua
Atenuación			Baja	Alta			La señal de atenuación influenciada por la conductividad eléctrica en altas frecuencias
Distancia de penetración			Baja	Alta			Si hay menor atenuación, la distancia de penetración es mayor
Longitud de onda					Larga	Corta	Longitudes de onda cortas: estructuras de concreto; longitudes de onda largas:

							mapeo capas geológicas
Resolución					Baja	Alta	Longitudes de onda cortas, la resolución de los objetivos aumenta

Tabla 3. Frecuencias de transmisión y propiedades eléctricas que afectan los estudios de GPR (Yelf, 2007)

Debajo del nivel de agua subterránea puede ser difícil obtener suficiente señal de penetración, en zonas altamente conductoras como arcillas saturadas o pantanos salinos, es casi imposible obtener resultados útiles. En buenas condiciones, los sistemas GPR con un rango de frecuencias debajo de 100 MHz pueden obtener profundidades de penetración más allá de los 10m.

Estimación de velocidades en el GPR

La estimación de la velocidad de propagación de las ondas electromagnéticas es de gran importancia porque permite realizar la transformación de los datos de tiempo a profundidad y de esta forma, ubicar la posición real de los objetivos. La información sobre la velocidad es comúnmente generada por el análisis de la forma hiperbólica de las reflexiones generadas por objetivos en el subsuelo, esto se realiza durante el procesamiento de los datos, el valor obtenido se utiliza para establecer la profundidad correcta y para enfocar las difracciones de los objetos en el subsuelo con su forma geométrica correcta (Yelf, 2007).

Las variaciones en la velocidad son causadas comúnmente por los cambios en la saturación de agua, la presencia de agua puede variar dramáticamente el valor de la permitividad en el medio. Para realizar la estimación de las velocidades de la onda EM en un medio, se relacionan los tiempos de arribo registrados con las estructuras en el subsuelo. La medición de la velocidad en una zona es válida solo para los datos adquiridos en esa zona, ya que la velocidad puede variar dramáticamente en cada temporada, los cambios en el suelo y la humedad de los sedimentos pueden ocurrir rápidamente. En la tabla 4 se presentan valores de velocidad correspondientes a determinados materiales existentes en el subsuelo

Material	ϵ_r : Davis y Annan (1989)	ϵ_r : Daniels et al. (1995)	Velocidad (m/ns)
Aire	1	1	0.3
Agua destilada	80		0.03
Agua dulce	80	81	0.03
Agua de mar	80		0.03
Hielo de agua dulce	3 – 4	4	0.15 – 0.17
Hielo de agua de mar		4 – 8	0.11 – 0.15
Nieve		8 – 12	0.09 – 0.11
Permafrost		4 – 8	0.11 – 0.16
Arena seca	3 – 5	4 – 6	0.12 – 0.17
Arena húmeda	20 – 30	10 – 30	0.05 – 0.09
Arenisca seca		2 – 3	0.17 – 0.21
Arenisca húmeda		5 – 10	0.09 – 0.13
Calizas	4 – 8		0.11 -0.15
Caliza seca		7	0.11
Caliza húmeda		8	0.11
Esquistos	5 – 15		0.08 – 0.13

Esquisto húmedo		6 - 9	0.10 – 0.12
Limo	3 – 30		0.05 – 0.13
Arcillas	5 - 40		0.05 – 0.13
Arcilla seca		2 – 6	0.12 – 0.21
Arcilla húmeda		15 – 40	0.05 – 0.08
Suelo arenoso seco		4 – 6	0.12 – 0.15
Suelo arenoso húmedo		15 – 30	0.05 – 0.08
Suelo areno-arcilloso seco		4 – 6	0.05 – 0.08
Suelo areno-arcilloso húmedo		15 – 30	0.07 – 0.09
Suelo arcilloso seco		4 – 6	0.12 – 0.15
Suelo arcilloso húmedo		10 – 15	0.08 – 0.09
Carbón seco		3.5	0.16
Carbón húmedo		8	0.11
Granitos	4 – 6		0.12 – 0.15
Granito seco		5	0.13
Granito húmedo		7	0.11
Sal seca	5 - 6	4 – 7	0.11 – 0.15

Tabla 4. Permitividad relativa (ϵ_r) y velocidad EM para materiales geológicos seleccionados (Baker et al, 2007)

Una velocidad promedio es suficiente para caracterizar el subsuelo, sin embargo, al incrementarse la profundidad se generan cambios significativos en la velocidad, las profundidades solo pueden ser estimadas de un perfil de reflexiones si las velocidades de las ondas de radar se conocen (Neal, 2004). La velocidad puede ser estimada de diferentes formas: mediciones de tiempo TWT a un horizonte u objeto enterrado a una profundidad conocida; pruebas de laboratorio en muestras de campo; reflectometría en el dominio del tiempo; medición del tiempo de viaje entre dos pozos; estudios de transiluminación; migración iterativa y levantamientos con CMP (Annan y Davis, 1976; Topp et al., 1980; Fisher et al., 1992a; Greaves et al., 1996; Conyers y Goodman, 1997; Reynolds, 1997; Binley et al., 2001; Hammon et al., 2002; Tronicke et al., 2002a).

Un conocimiento detallado de la velocidad del subsuelo por la propagación de la energía EM es crítico para cualquier proceso de GPR. Algunos métodos fáciles de utilizar para la estimación de la velocidad de propagación en el medio son (Van Kempen y Sahli, 1999):

Profundidad Z conocida

Cuando se conoce la profundidad del objetivo es posible realizar la estimación de la velocidad usando las ondas reflejadas y el tiempo de viaje, se puede realizar utilizando una sola separación entre las antenas o usando múltiples mediciones con diferente separación entre las antenas.

Al utilizar este método que solo requiere una única separación entre las antenas, el promedio de la velocidad puede ser determinado de un transecto del GPR en la hipérbola de reflexión en varias posiciones x utilizando la ecuación:

$$v_{soil} = \frac{2\sqrt{x^2+d^2}}{t_{rw,x}} \quad (23)$$

v_{soil} : Velocidad promedio

x : Posición relativa a la posición del objeto (vértice de la hipérbola)

d : Profundidad del objeto

$t_{rw,x}$: Tiempo de arribo de la onda reflejada en la posición x

Si la sección de GPR es medida con una separación significativa entre las antenas, se deberá de incluir en el valor de la velocidad (Huisman, Hubbard, Redman y Annan, 2003):

$$v_{soil} = \frac{\sqrt{(x-0.5a)^2+d^2} + \sqrt{(x+0.5a)^2+d^2}}{t_{TW,x}} \quad (24)$$

v_{soil} : Velocidad promedio

x : posición relativa al vértice de la hipérbola

d : profundidad del objeto

$t_{TW,x}$: Tiempo de arribo del reflector a la posición x

a : separación entre las antenas

Los tiempos de viaje pueden ser estimados con el número de muestras entre la señal emitida y el primer pico de reflexión, y la frecuencia de muestreo con la que se adquirió la señal. Este método es útil para estudios que tienen objetivos someros, en los que se tiene una trinchera donde es posible conocer la profundidad del objetivo y la velocidad es útil para calcular la permitividad del suelo y el contenido de agua.

Registro CDP

El método CDP "Common Depth Point" (punto de profundidad común) es una técnica de adquisición y procesamiento de datos que transforma la información adquirida en imágenes de las capas geológicas en el subsuelo a lo largo de una línea, las imágenes generadas son un primer análisis geológico. En la geometría

del arreglo CDP el transmisor y receptor están espaciados simétricamente alrededor de un punto medio común, para reflectores planos el punto en donde convergen las ondas es un punto de profundidad común o un punto de reflexión.

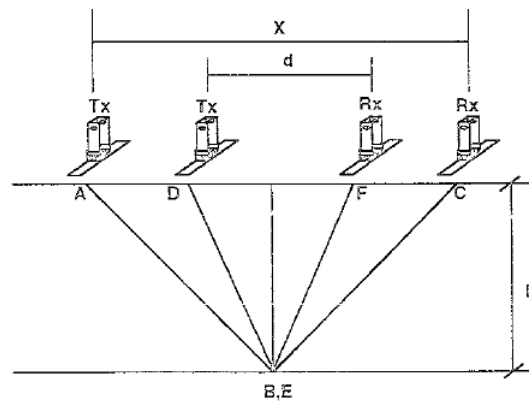


Figura 12. Arreglo CDP (Blancas Vázquez, 2000)

Para utilizar este método se debe de emplear la siguiente ecuación para realizar la estimación de la velocidad:

$$v = \sqrt{\frac{x_1^2 - x_0^2}{t_1^2 - t_0^2}} \quad (25)$$

$P_0(x_0, t_0)$: Punto máximo sobre la hipérbola

$P_1(x_1, t_1)$: Punto ubicado sobre la hipérbola

La velocidad se calcula de la relación tiempo-distancia al tomar los valores del tiempo TWT en el punto máximo sobre la reflexión de la hipérbola P_0 y otro punto ubicado a cualquier distancia del centro de la hipérbola P_1 .

Las desventajas de este método es que se asume que el CDP se realiza sobre capas paralelas y horizontales, y cuando se usa en zonas que tienen estructuras complejas, se ve muy afectada la calidad de los resultados generando problemas en la estimación de la velocidad para diferentes capas y no es posible realizar el cálculo de múltiples velocidades (Schneider, 1984).

ϵ y σ conocidas

Si la permitividad eléctrica relativa ϵ_r del área de estudio se conoce, la velocidad de la onda se puede aproximar por $v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$, donde c es la velocidad de la luz en el vacío.

Si la conductividad σ local también se conoce, se puede usar una fórmula más acertada para calcular la velocidad:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} \sqrt{\frac{2}{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega \epsilon_0 \epsilon_r}\right)^2 + 1}} \quad (26)$$

c : Velocidad de la luz en el vacío

μ_r : Permeabilidad magnética (usualmente se utiliza 1)

ϵ_r : Permitividad relativa del medio

ϵ_0 : Permitividad del vacío 8.8854×10^{12} [As/Vm]

σ : Conductividad [S/m]

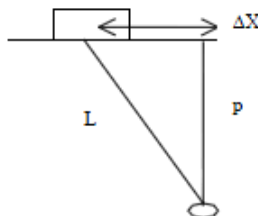
ω : Frecuencia

La velocidad de una capa en el subsuelo puede también ser determinada rápidamente en el sitio usando un medidor dieléctrico portátil “percometer” o ser determinada en el laboratorio usando muestras de núcleos. Si las propiedades locales del suelo se conocen (por pruebas de laboratorio o por conocimiento general) la fórmula anterior puede ser útil, pero estos parámetros no podrían estimarse localmente debido a las variaciones en la saturación de agua.

Este método muestra la importancia que tiene la variación espacial del contenido de humedad, ya que si se ignoran los cambios laterales de ésta, se generan errores al calcular un valor promedio de velocidad y si se utiliza para la conversión tiempo-profundidad los errores pueden ser tan grandes como ± 0.4 m que se podrían presentar en una escala de profundidad de 1.5 a 2 m (Boll et al., 1996).

Hipérbolas de reflexión

Este es uno de los métodos más comunes en el cálculo de las velocidades que utiliza las distintas hipérbolas de reflexión presentes en el radargrama. La forma de una hipérbola de reflexión va a estar definida por la velocidad de la onda y al adaptar hipérbolas sintéticas a los datos, se puede obtener información de la velocidad de propagación de las ondas en el subsuelo (Gutiérrez, 2004). Para determinar la velocidad con este método se realiza el siguiente desarrollo:



$$l = \sqrt{p^2 + \Delta x^2} \quad (27)$$

v : Velocidad de propagación

p : Profundidad del objeto reflector

Δt : Incremento del tiempo TWT

Δx : Distancia horizontal entre un punto de la hipérbola y su punto máximo

$$v = \frac{\text{distancia}}{\text{tiempo}}$$

$$v = \frac{2l}{\Delta t} \longrightarrow v = \frac{2\sqrt{p^2 + \Delta x^2}}{\Delta t}$$

Simplificando

$$v^2 = \frac{4 * (p^2 + \Delta x^2)}{\Delta t^2} \longrightarrow \frac{v^2 * \Delta t^2}{4} = (p^2 + \Delta x^2)$$

Despejando

$$\Delta x^2 = \frac{1}{4} v^2 \Delta t^2 - p^2$$

Expresión de adopta la forma de la ecuación de una recta

$$\Delta x^2 = a(\Delta t)^2 - p^2$$

La velocidad y la profundidad de los objetos se pueden calcular a partir de las siguientes expresiones:

$$a = \frac{1}{4} v^2 \longrightarrow v = 2\sqrt{a} \quad (28)$$

$$b = -p^2 \longrightarrow p = \sqrt{-b} \quad (29)$$

Para obtener las parejas de puntos distancia-tiempo, se realizan marcas sobre alguna hipérbola del radargrama y de esta forma se podrá obtener un ajuste lineal del cual se pueden extraer los datos para poder utilizar las ecuaciones para el cálculo de la velocidad y profundidad.

Método $t^2 - x^2$ en arreglos CMP

Se puede desarrollar una forma práctica para determinar la velocidad en un CMP, donde una ecuación describe una línea $t^2(x)$ contra x^2 , la pendiente de la línea es $1/v_{st}^2$ donde v_{st} es la velocidad que permite el mejor ajuste a una hipérbola de la curva de tiempo de viaje y el valor de intersección $x = 0$ es $t(0)$.

Para encontrar la velocidad para un evento determinado, los puntos correspondientes al evento deben estar conectados por una línea recta. El inverso

de la pendiente de esta línea es el cuadrado de la velocidad (en la práctica, el método de mínimos cuadrados se puede usar para definir las pendientes de la línea). El análisis de velocidades $t^2 - x^2$ es una forma confiable de estimar velocidades, la exactitud del método depende de la relación señal/ruido que afecta la calidad de los datos.

El método de ajustar las trazas de CMP a una hipérbola es una técnica alternativa para el análisis de velocidades. La propagación de la velocidad de las ondas EM en la Tierra varía en un rango de 0.08-0.12 [m/ns], no necesariamente tiene que ser un valor preciso, solo una aproximación que ayude a estimar la profundidad del objetivo. Alternativamente, la velocidad puede ser obtenida durante el post-procesamiento por el análisis de las hipérbolas de difracción producidas por objetivos discretos. El método estándar en muchos estudios para estimar velocidades es el levantamiento con CMP, es totalmente no invasivo y puede ser complementado por verificaciones subsecuentes en el campo (Annan y Davis, 1976; Beres y Haeni, 1991; Tillard y Dubois, 1995; Greaves et al., 1996; van Overmeeren et al., 1997).

La velocidad puede variar horizontal y verticalmente generando una distorsión lateral en los resultados en el perfil de reflexiones, si se sospecha que la variación de la velocidad lateral es significativa, se tendrán que realizar más levantamientos con CMP para caracterizar adecuadamente la zona, esto permitirá la corrección cualitativa o cuantitativa de este efecto, ya sea antes o durante la interpretación (Greaves et al., 1996). La precisión en la estimación de la velocidad comprende la base para la estimación de la profundidad, corrección topográfica y migración, y puede ser la diferencia entre interpretaciones espurias o eficientes en los resultados del GPR (Jacob y Urban, 2015). Los análisis realizados con CMP generan estimaciones de velocidad más razonables, los casos de estudio han demostrado que los datos adquiridos con CMP ofrecen estimaciones de velocidad más exactas y precisas, generando una predicción de profundidad más certera de las interfases registradas en el GPR (Boll, et al., 1996).

El conocimiento de esta velocidad es necesario para la implementación de otros procesos que son importantes para las investigaciones realizadas con GPR, la precisión de la estimación de la profundidad depende del conocimiento de la velocidad del subsuelo, Leckebusch (2007) muestra que los errores en la velocidad complica la determinación de la profundidad; también en las correcciones topográficas, ya que puede ser crucial en interpretaciones arqueológicas, y pueden mitigar cualquier distorsión en las correlaciones espaciales; se usa en los procesos de migración y es implementada para eliminar las colas de las hipérbolas de difracción. La migración exitosa genera imágenes del perfil de GPR que son más

intuitivas y con dimensiones más apropiadas para las características involucradas (Jacob y Urban, 2015).

Algoritmo para el cálculo de velocidades

El algoritmo para el cálculo de velocidades se programó en MATLAB, utiliza el archivo que generan los equipos de GPR, los datos que requiere son los adquiridos con antenas bi-estáticas usando el modo CMP o WARR, de este archivo extrae los parámetros de adquisición, el registro de los tiempos de viaje y los valores de amplitudes. El algoritmo genera una serie de resultados que va mostrando conforme avanza el procesamiento de los datos. La forma en que funciona el algoritmo es por medio de una interfaz gráfica que permite al usuario operarla de forma sencilla y para la cual solo requiere el archivo generado por el radar.

A continuación se presenta la secuencia de pasos que el algoritmo lleva a cabo para realizar la estimación de velocidades.

1. Archivo de GPR

El algoritmo lee el archivo generado por la unidad de radar, este archivo deberá contener la siguiente información:

- i. Valores de amplitud de cada traza.
Las amplitudes en las trazas son un aspecto fundamental para poder conocer el comportamiento de la onda en el subsuelo, que se modifica debido a las propiedades eléctricas que posee cada material.
- ii. Valores de amplitudes de cada traza a diferentes tiempos.
Es información indispensable para poder realizar el cálculo de velocidades, porque es a través de estos valores que será posible identificar contrastes en el medio por el cual las ondas se propagaron y tener una mejor idea de los materiales existentes en la zona de estudio.
- iii. Tiempos dobles de viaje
Es necesario saber en qué tiempos se generaron las mayores amplitudes. Todos los equipos de radar generan archivos con esta información, pero en ocasiones solo se tiene acceso a los valores de amplitudes, y para esos casos, la rutina generará el archivo con los tiempos de viaje.

2. Parámetros

Antes de iniciar la adquisición de los datos es necesario configurar la unidad de control con los parámetros adecuados para la zona de estudio y las características de los materiales que la constituyen, se deben de elegir los parámetros de acuerdo al objetivo que se tenga, el tamaño y la profundidad.

La rutina solicitará los siguientes parámetros para iniciar el procesamiento de datos.

- i. Número de trazas.
Está en función del tamaño de paso y se refiere a que tan frecuentemente una traza es colectada durante todo el perfil; un gran número de trazas generan una mayor resolución y la densidad de datos aumenta.
- ii. Número de muestras.
Es el número de pulsos graduales (muestras) que se necesitan para construir una sola traza de reflexión que puede ser de 25,000-50,000 (o más) pulsos transmitidos por segundo (Conyers, 2004). Este parámetro influye en la resolución, entre mayor sea el número de muestras, mayor es la resolución.
- iii. Ventana de tiempo.
Se refiere a la cantidad de tiempo que el receptor registrará los datos del tiempo doble de viaje (TWT), se sugiere que debe ser al menos tan grande como el tiempo que se requiere para resolver la profundidad máxima deseada. Este parámetro debe de ser ingresado en nano segundos. La ventana de tiempo elegida debe corresponder al número de muestras y el intervalo de muestreo, los equipos de GPR incluyen en su software para adquisición de datos el número de muestras por traza en función de la frecuencia de la antena que se utilice, el número mínimo de muestras a coleccionar por traza en la mayoría de los equipos es 512, otros valores comunes son 1024 y 2048 muestras por traza (Conyers, 2004).
- iv. Espaciamiento entre antenas.
En un arreglo bi-estático, es posible separarlas de acuerdo al objetivo que se tenga. Una opción para elegir un espaciamiento cuando se conoce poco el área de estudio, es calcularlo como el 20% de la profundidad estimada a la que se encuentra el objetivo.
- v. Longitud del perfil.
Esta medida debe de estar en metros.

3. Grafica.

Después de leer los datos e ingresar los parámetros, el programa realiza la primera gráfica posición-tiempo, en esta gráfica es posible verificar que los datos corresponden a una adquisición que se realizó usando el modo CMP o WARR, ya que la disposición de las trazas y las ondas identificadas (onda de aire, onda de tierra y posibles refracciones) se presentan de la forma tradicional al usar un arreglo bi-estático.

4. Funciones de ganancia

Las señales de radar se atenúan rápidamente conforme se van propagando a través del subsuelo, generando que eventos a grandes profundidades sean más difíciles de discriminar (Annan, 2005), para contrarrestar este efecto que genera amplitudes débiles y provoca que sea complicado identificar los eventos en tiempos tardíos; se aplican funciones de ganancia.

Las funciones de ganancia mejoran de forma visual las secciones de GPR, poseen un operador matemático variable en el tiempo que modifica las trazas de forma independiente, por el cual, la amplificación de la señal varía con el tiempo para compensar la atenuación. La ganancia AGC "Automatic Gain Control" y la ganancia SEC "Spreading and Exponential Compensation" son dos de las funciones de ganancia más populares. En este paso se aplica una de las dos funciones ganancia, la elección de la función a utilizar depende del usuario y del resultado en las amplitudes.

i. Ganancia AGC.

Ecuvaliza las amplitudes bajas de cada traza, referida como un método ecualizador variante en el tiempo (Jol, 2009). El factor de escala para una ventana es calculado y aplicado a la muestra en el centro de la ventana, sin embargo, es regularmente usada para desplegar el perfil, este proceso destruye la información original de la señal, así que se debería aplicar solamente para mostrar el perfil (Sato, 2001).

ii. Ganancia SEC.

Aplica una ganancia exponencial que compensa por la propagación y atenuación del frente de onda. La amplitud se ajusta al aplicar esta ganancia corrigiendo las pérdidas por propagación esférica y la disipación exponencial de la energía; esta ganancia está compuesta por una ganancia lineal y una ganancia exponencial (Sensors and Software, 2006).

5. Máximos relativos.

Después de que se han identificado visualmente las hipérbolas de reflexión, el algoritmo procede a realizar la búsqueda de los valores máximos de cada traza; debido a que la onda de aire y la de tierra pueden estar presentes en el registro de radar, si solo se elige un valor máximo de amplitud en cada traza, es probable que las reflexiones con valores de amplitud no tan grandes se ignoren. Para evitar lo anterior, el programa elige los primeros cuatro valores máximos relativos de cada traza y los marca; el usuario debe de elegir el grupo de máximos que mejor describe a las hipérbolas de reflexión, los cuales están diferenciados por colores.

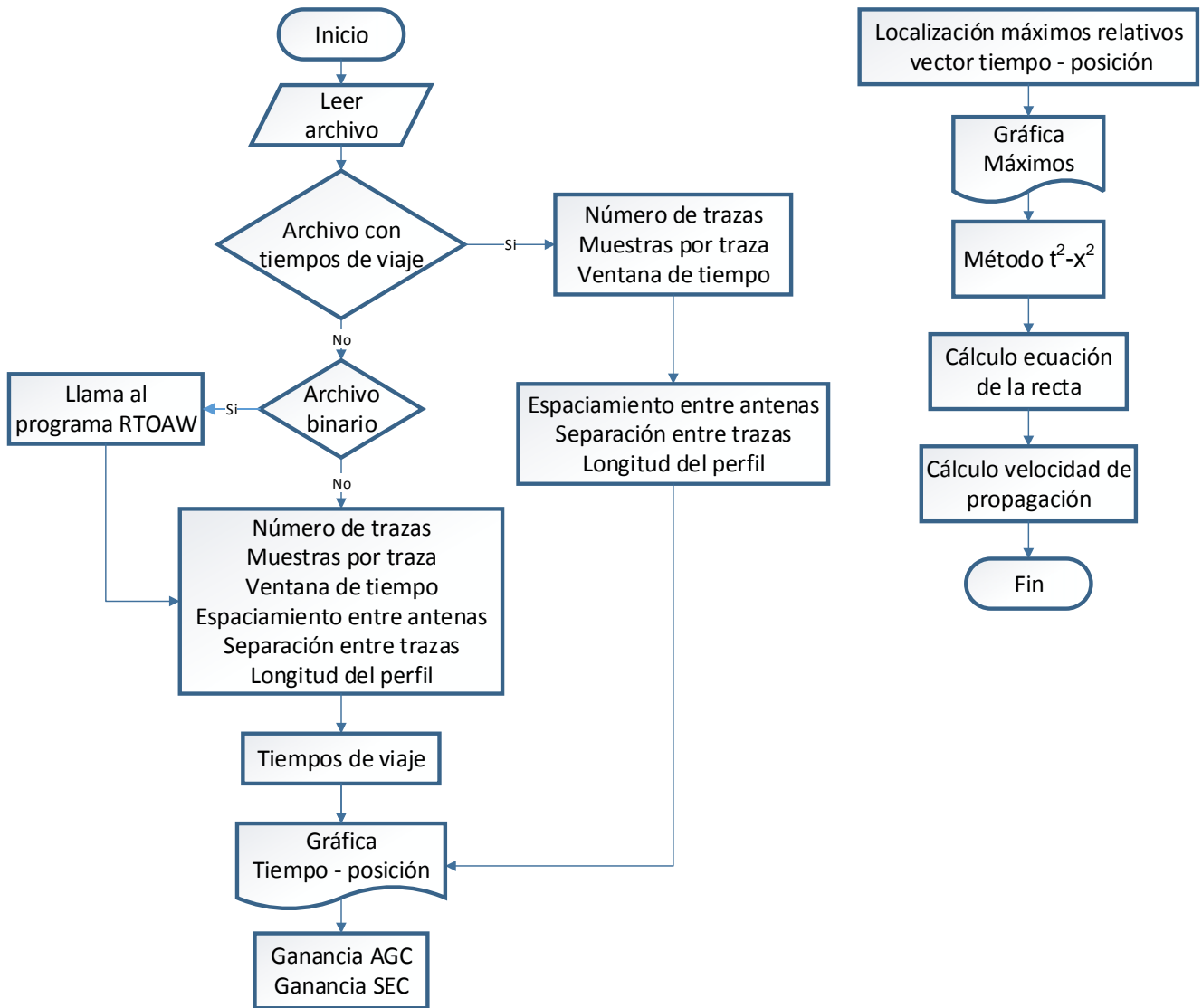
6. Rectas

Ya que se eligió el grupo de máximos relativos, se crea un vector que almacena el tiempo y posición de cada punto; este vector es necesario para poder aplicar el método $t^2 - x^2$, en la pantalla aparecerán los puntos seleccionados ya modificados. Si la distribución de estos puntos se puede describir como una o varias rectas se eligen de forma manual los dos puntos entre los que se dibujará cada recta y el algoritmo por medio de mínimos cuadrados calculará la ecuación de cada una.

7. Estimación de velocidades.

Una vez calculadas las ecuaciones de las rectas identificadas, se realiza el cálculo de la velocidad utilizando la pendiente de cada recta; dependiendo del número de rectas que se identificaron, ese será el número de velocidades que se calcularán y que podrán corresponder a las posibles interfases existentes en la zona de estudio.

Diagrama de flujo



Casos de estudio

Para probar el funcionamiento y la eficacia del algoritmo al calcular velocidades en datos adquiridos con GPR, se utilizaron dos grupos diferentes de datos; el primero es un archivo que se generó con un equipo MALA y el segundo por un equipo GSSI; ambos grupos de datos se adquirieron en modo CMP y con diferentes parámetros de adquisición. Los resultados generados con el algoritmo se compararon con tres técnicas diferentes para el cálculo de velocidades, un método manual que toma el punto máximo sobre la reflexión de la hipérbola y con los softwares comerciales que realizan cálculo de velocidades, para este caso se usó el programa REFLEXW Versión 6.1.0 y RADAN 6.5.

Primer set de datos

El primer set de datos se adquirió con un equipo MALA que genera un archivo con extensión .rd3 y otro .rad, de estos archivos el algoritmo extrae los parámetros que son necesarios para realizar la estimación de velocidades. En el archivo .rd3 se encuentra todo el registro que hizo el GPR de las amplitudes y los tiempos de viaje; y es el que se utiliza para que el algoritmo obtenga la información sobre el número de trazas, número de muestras y la ventana de tiempo. En el archivo .rad se encuentran los detalles de la adquisición como separación entre antenas, separación entre trazas y la longitud del perfil; son datos necesarios y que el algoritmo solicita.

Parámetros	
Muestras	512
Numero de trazas	58
Ventana de tiempo	233.7 ns
Distancia entre antenas	.20 m
Separación entre trazas	.20 m
Longitud del perfil	11.6 m

Tabla 5. Descripción de los parámetros de los datos adquiridos, primer set

Procedimiento

La información que se presenta en la tabla 5 corresponde a los parámetros de adquisición del primer set de datos, estos datos los requiere el algoritmo y los utilizará para realizar el cálculo de velocidades. El programa lee de forma automática los dos archivos generados por el equipo. Se genera una gráfica en la que se visualizan todas las trazas registradas y el tipo de representación es clásica de una adquisición usando el modo CMP, en el registro se identifican varios eventos de reflexión y refracción de las ondas EM.

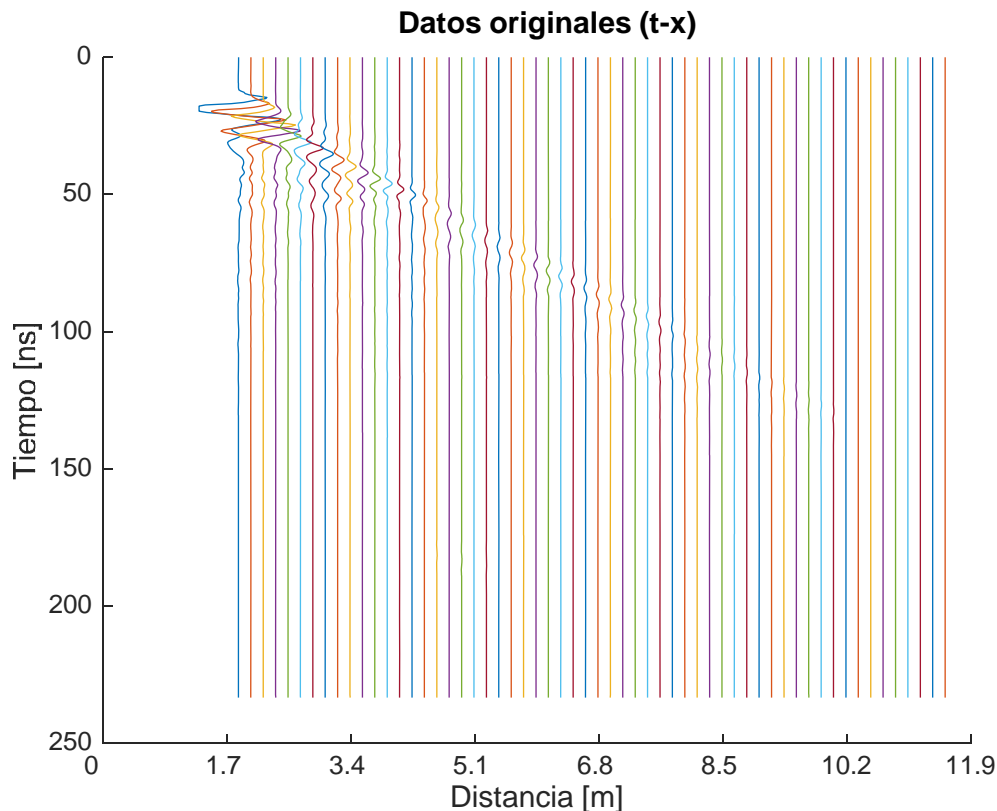


Figura 13. Gráfica posición – tiempo, primer set

La figura 13 es una gráfica posición-tiempo que muestra todas las trazas contenidas en el archivo que el programa leyó, en el eje x se ve la posición de las trazas a lo largo de todo el perfil y el eje y contiene los tiempos dobles de viaje TWT. Se visualizan todas las amplitudes que se generaron en el levantamiento y los tiempos en los cuales ocurrieron. Tras un análisis visual se determinó que los datos no tienen algún tipo de ruido que complique la identificación de las reflexiones, ya que en las primeras trazas no se aprecia ningún oscurecimiento de las amplitudes.

Siguiendo con el análisis visual, se observa que en los tiempos tardíos las amplitudes no se aprecian claramente y eso complica la identificación de eventos. La señal de radar se atenúa conforme viaja a través del subsuelo generando amplitudes débiles en tiempos tardíos; por tal motivo se decidió aplicar la ganancia AGC, que compensa la atenuación de las ondas EM al ecualizar las amplitudes de cada traza haciendo posible identificar de forma más fácil las hipérbolas de reflexión. La figura 14 muestra las trazas con la ganancia AGC aplicada, y se observa una mejora en la visualización de las amplitudes en los tiempos tardíos.

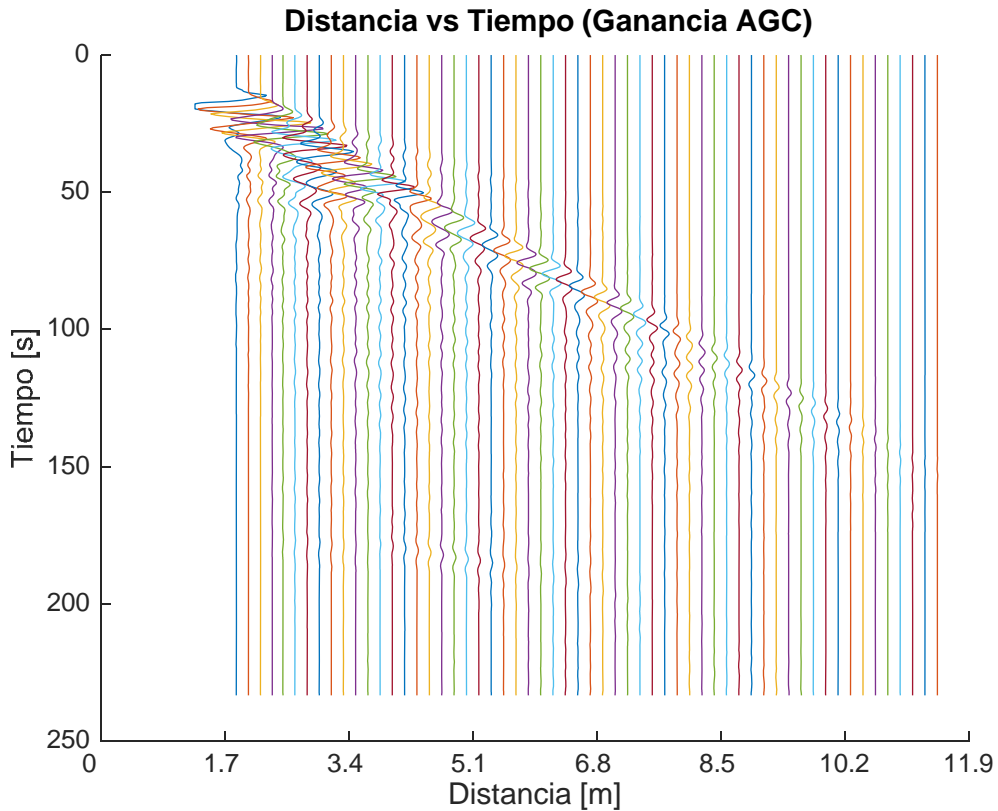


Figura 14. Gráfica posición-tiempo de los datos al aplicarles la ganancia AGC

Al visualizar mejor las amplitudes tanto en tiempos tardíos como en tempranos, el siguiente paso es la localización de los máximos que existen en cada traza. El valor máximo de amplitud en una traza corresponde al mayor contraste en el medio por el cual viajaron las ondas EM, en la mayoría de los radargramas las amplitudes mayores corresponden a la onda de aire y a la de tierra, las cuales se distinguen de las hipérbolas de reflexión porque presentan una pendiente positiva y ocurren en los tiempos tempranos, y debido a que el valor de velocidad de esas ondas es conocido y no penetra en el medio de forma significativa, no es necesario analizarlas. Debido a lo anterior, el algoritmo realiza una búsqueda de los siguientes máximos relativos para identificar más interfaces con contrastes no tan grandes como los de las ondas de aire y tierra; este paso también funciona como proceso para despreciar los eventos que no son parte de una hipérbola y que a simple vista es complicado identificar.

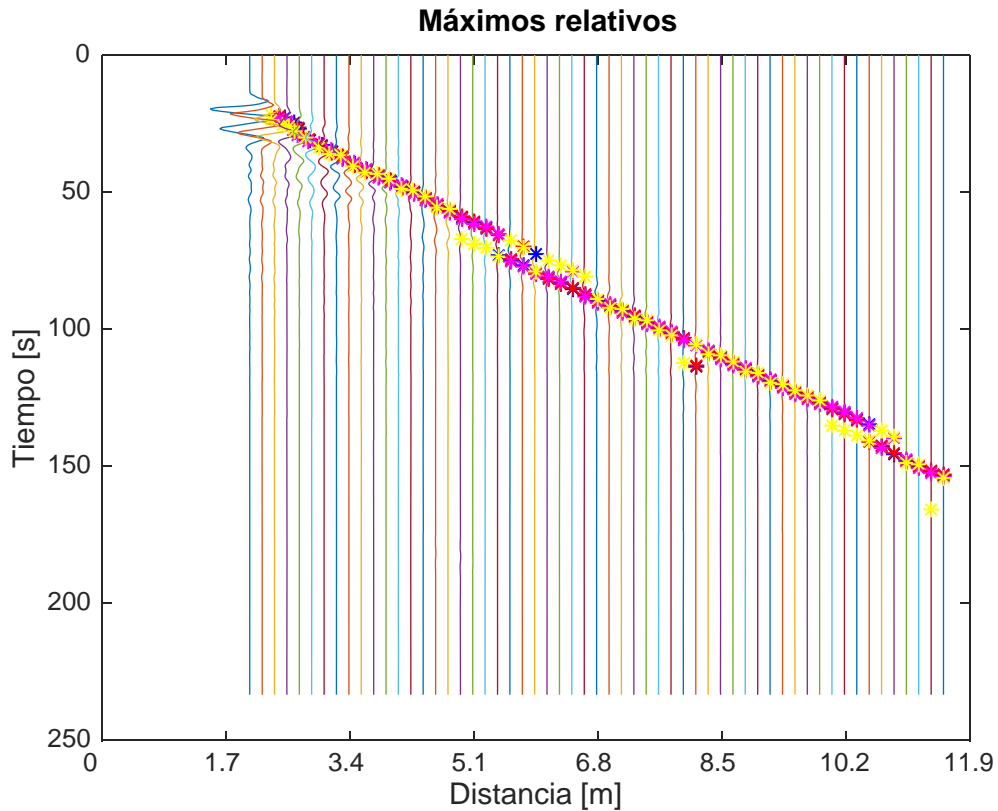


Figura 15. Gráfica posición-tiempo con los máximos relativos resaltados, cada color es un grupo de máximos relativos: azul primero, rojo segundo, magenta tercero y amarillo cuarto

La figura 15 muestra todos los máximos relativos que el programa localizó, el programa busca los primeros cuatro máximos relativos y los marca con colores diferentes, al visualizarlos se debe de elegir el grupo que mejor muestra a las hipérbolas de reflexión; para este caso se eligió el tercer máximo relativo que corresponde al color magenta.

Al elegir el grupo de máximos relativos, el programa genera un vector que guarda el tiempo y posición de cada uno de ellos y crea la gráfica mostrada en la figura 16 en la cual solo se muestra el grupo de máximos elegidos; el vector creado es necesario para que se realice el cálculo de velocidades.

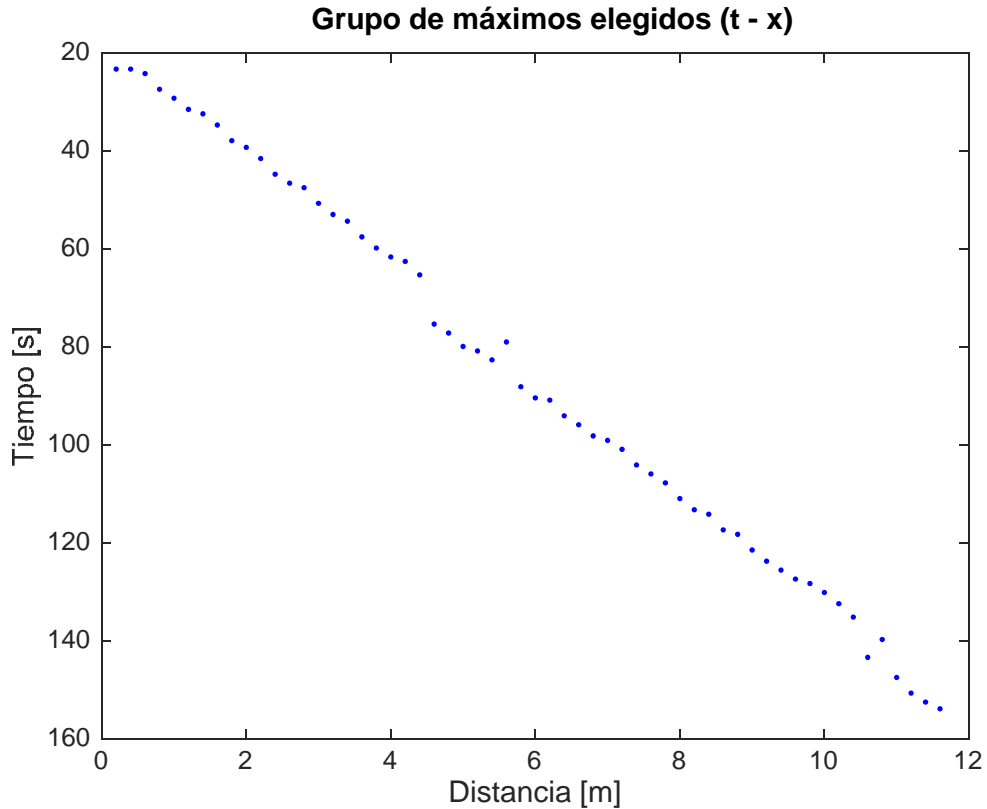


Figura 16. Máximos relativos elegidos y que mejor representan las hipérbolas de reflexión

Resultados

Para ejecutar el método $t^2 - x^2$ se utilizan los valores del vector que contiene la posición y tiempo del grupo de máximos elegidos, al aplicar este proceso la forma de las hipérbolas se modificará y la distribución de los puntos será diferente; la figura 17 muestra la gráfica con una disposición particular de los puntos, los cuales siguen una distribución lineal. Para este caso se identificaron tres rectas y se procedió a dibujar las rectas que mejor se ajustaron a los puntos, el programa requiere que se seleccione el punto final y el inicial de cada recta

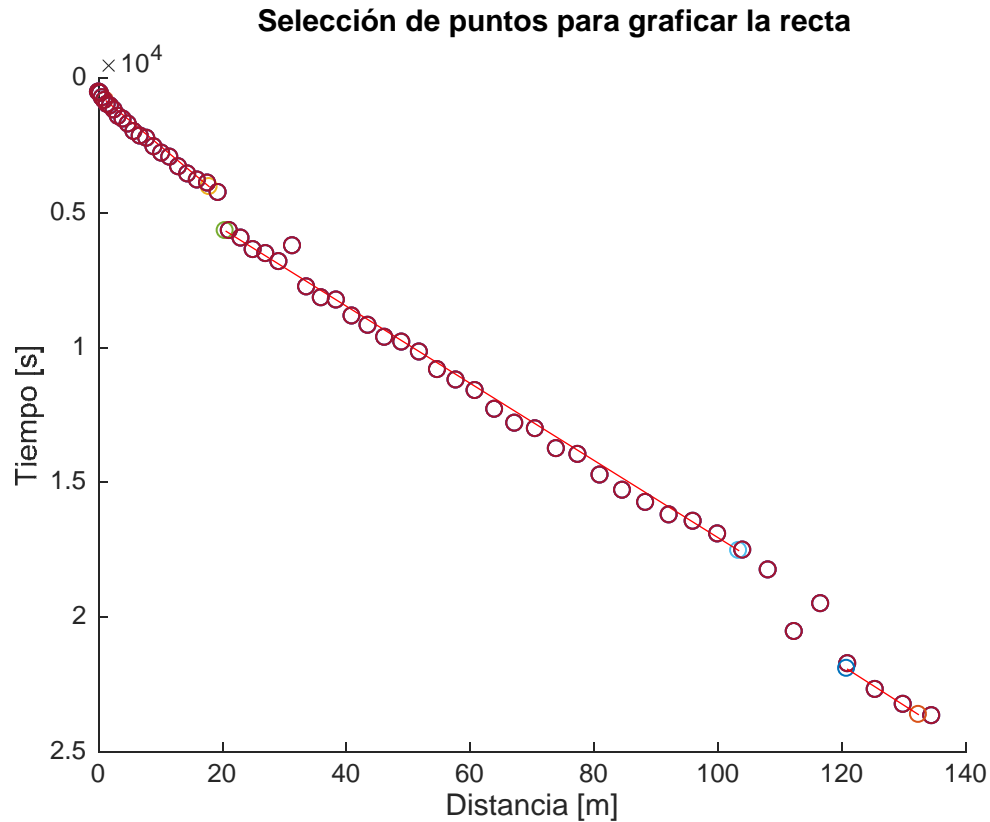


Figura 17. Gráfica $t^2 - x^2$

Al marcar las rectas, el algoritmo calculará la ecuación de cada recta y posteriormente realizará el cálculo de la velocidad para cada interfase. Para este caso, se identificaron tres rectas, esto significa que el programa identificó tres interfases, las cuales probablemente correspondan a tres capas con diferentes valores de velocidad. En la tabla 6 se muestran los valores de velocidad que el programa calculó, estos valores corresponden a velocidades de materiales existentes en el subsuelo. Para poder determinar de que material se trata, es necesario conocer la geología de la zona de estudio y las características ambientales.

Recta	Pendiente	Velocidad
1	205.2300	0.0723 [m/ns]
2	147.6386	0.0835 [m/ns]
3	139.0550	0.0824 [m/ns]

Tabla 6. Resultados obtenidos con el algoritmo

Discusión comparativa

Los resultados que generó el algoritmo corresponden a valores reales de velocidades de las ondas EM al viajar en subsuelo, pero debido a que no se conocen más detalles sobre el lugar donde se hizo la adquisición de los datos como ubicación geográfica o la geología de la zona, no es posible comprobar la veracidad de los resultados de esta forma, así que para rectificar el funcionamiento del programa se analizaron los datos con otros programa que procesan datos de GPR y se compararon las velocidades calculadas. La primera herramienta que se usó fue el software REFLEXW, que tiene un módulo que calcula la velocidad en perfiles realizados con CMP y permite calcular la distribución velocidad-profundidad 1D para CMP o WARR basado en diferentes técnicas de análisis.

Al ingresar los datos en el programa y realizar algunos procesos se generó un modelo de velocidades que se muestra en la figura 18 y en el cual se identificaron dos interfases, las cuales tienen diferentes valores de velocidad, la primer capa con una velocidad de 0.06 [m/ns] y la segunda de 0.08 [m/ns].

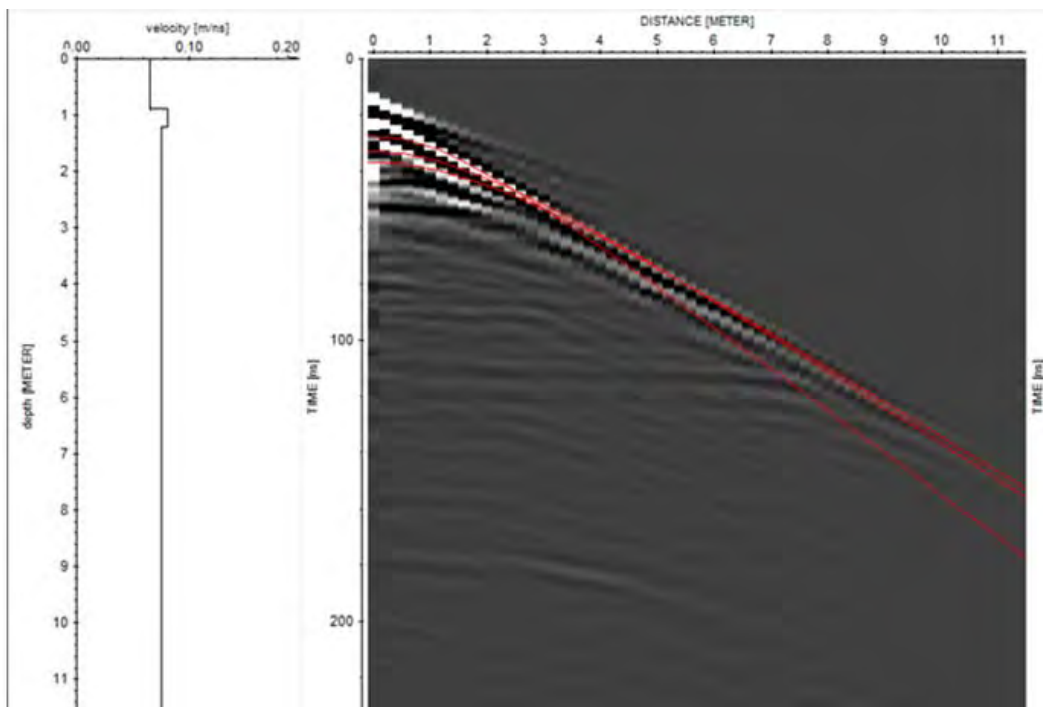


Figura 18. Resultado del REFLEXW

Otra técnica para calcular la velocidad de propagación es utilizar la ecuación 30, la cual requiere de dos coordenadas que deben corresponder a dos puntos de la hipérbola de reflexión; el primer punto debe de encontrarse en la parte más alta de

la hipérbola y el segundo debe ser un punto cualquiera ubicado sobre ésta. Las coordenadas de los puntos se obtuvieron del radargrama que el programa REFLEXW genera, donde solo es necesario colocar el cursor en la posición elegida y se pueden leer las coordenadas distancia - tiempo.

$$v = \sqrt{\frac{x_1^2 - x_0^2}{t_1^2 - t_0^2}} \quad (30)$$

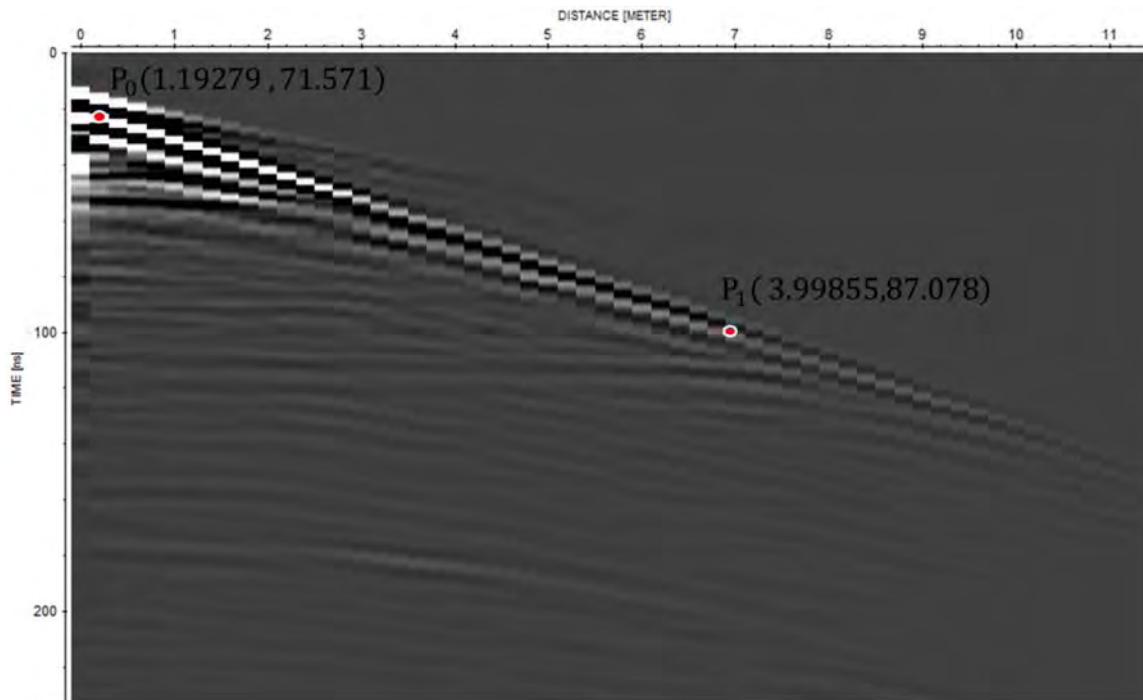


Figura 19. Puntos tomados para el cálculo del modo manual

Debido a que solo se pudo visualizar correctamente una hipérbola, solo se marcaron dos puntos sobre ésta y se utilizaron en la fórmula, al sustituir los valores, se obtuvo el siguiente valor de velocidad:

Recta	Velocidad
1	0.0733 [m/ns]

Tabla 7. Resultados obtenidos con el método manual

La tabla 8 muestra los resultados generados por el algoritmo, el programa REFLEXW y el método manual; al observar, los resultados se encuentran ciertas semejanzas entre los valores de las velocidades calculadas.

Métodos			
Recta	Algoritmo	REFLEXW	Manual
1	0.0723[m/ns]	0.06 [m/ns]	0.0733 [m/ns]
2	0.0835 [m/ns]	0.08 [m/ns]	
3	0.0824 [m/ns]		

Tabla 8. Resultados obtenidos con los tres métodos

Para el resultado obtenido con el algoritmo, las rectas 2 y 3 se considerarán como la misma interfase, ya que los valores de velocidad son muy cercanos; el resultado con el REFLEXW generó dos valores de velocidad y se consideran como dos capas diferentes; al utilizar el método manual, solo se hizo el cálculo de un valor de velocidad. Basándose en los resultados obtenidos, se propone la existencia de dos capas con diferentes propiedades eléctricas; la interfase 1 corresponde velocidades que van de 0.0698 [m/ns] a 0.0733 [m/ns] y la interfase 2 con velocidades mayores que van de 0.08 [m/ns] hasta 0.0848 [m/ns]; en la tabla 9 se muestra la comparación entre los resultados obtenidos. Debido a que no se tiene información geológica de la zona de estudio no es posible asegurar que materiales están presentes en cada interfase, lo que sí se puede asegurar es que los resultados son congruentes con los valores que corresponden a los materiales existentes en el subsuelo.

Método	Interfase 1	Interfase 2
Algoritmo	0.0723 [m/ns]	0.0835 [m/ns] y 0.0824 [m/ns]
REFLEXW	0.06 [m/ns]	0.08 [m/ns]
Manual	0.0733 [m/ns]	

Tabla 9. Valores de velocidad correspondientes a cada interfase

Segundo set de datos

El segundo set de datos se adquirió por Blancas Vázquez (1998) con un equipo GSSI en la ciudad de Mérida, México, se utilizó una antena de 100 MHz y un arreglo WARR; los datos y parámetros de adquisición se guardan en dos archivos, uno con extensión .dzt y otro .dzt. Para utilizar el archivo .dzt que contiene la información de las amplitudes, se requiere hacer uso de un programa externo para convertir el archivo binario a texto, la herramienta que se utiliza es “RADAN to ASCII for Windows” (RTOAW) que es una utilidad que permite que los datos se conviertan del formato RADAN .dzt a texto ASCII delimitado por tabuladores, con los datos almacenados en filas o columnas (GSSI, 2015). Al indicar el tipo de archivo que se va a leer, el algoritmo llama al programa RTOAW, modifica el archivo y se le asigna un nombre, posteriormente se cargan los datos ya transformados y comienza el análisis.

Parámetros	
Muestras	512
Numero de trazas	800
Ventana de tiempo	200 ns
Distancia entre antenas	.20 m
Separación entre trazas	.0125 m
Longitud del perfil	10 m

Tabla 10. Parámetros de los datos adquiridos, segundo set

Procedimiento

La información que se presenta en la tabla 10 corresponde a los parámetros de adquisición del set de datos, esta información es necesaria para que el algoritmo realice el cálculo de velocidades. Para este grupo de datos el algoritmo solicitó algunos parámetros que se introdujeron de forma manual como número de trazas, número de muestras, ventana de tiempo, separación entre antenas, separación entre trazas y longitud del perfil. Ya que el archivo de texto solo contiene los valores de amplitud, se deberá generar el vector de tiempos dobles de viaje TWT. Ya con toda la información ingresada, es necesario verificar la correcta lectura de los datos y para comprobarlo se genera una gráfica en la que se visualizan todas las trazas registradas y su disposición clásica al ser adquiridas con el modo WARR y en el cual se identifican varios eventos de reflexión y refracción de las ondas EM.

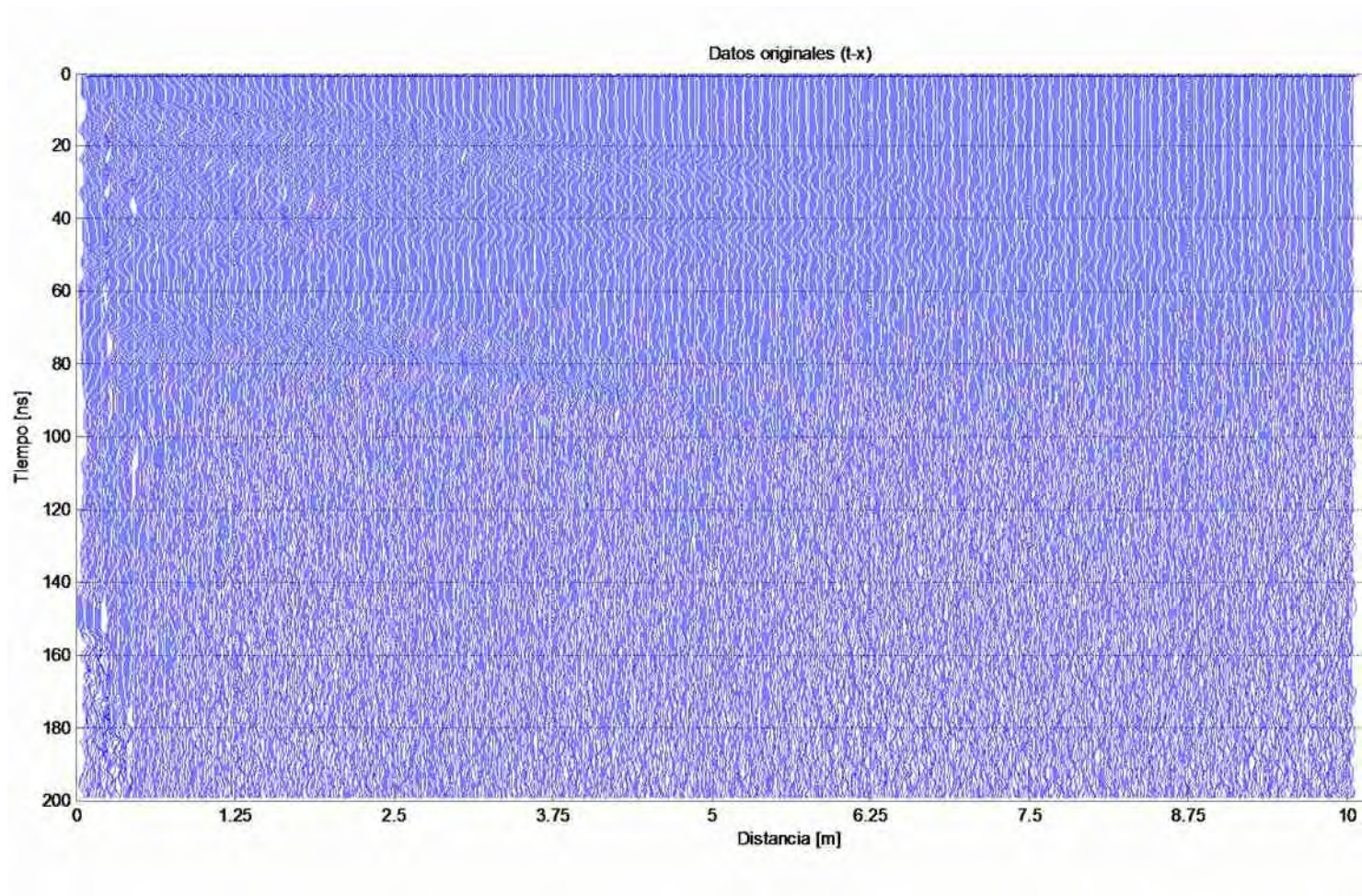


Figura 20. Gráfica posición – tiempo, segundo set

La figura 20 es una gráfica posición- tiempo que muestra todas las trazas contenidas en el archivo que el programa leyó, en el eje x se ve la posición de las trazas a lo largo de todo el perfil y el eje y contiene los tiempos dobles de viaje TWT; se muestran las amplitudes que se generaron en el levantamiento y los tiempos en los cuales ocurrieron. Al realizar un análisis visual se determinó que los datos no tienen algún tipo de ruido que complique la identificación de las reflexiones, ya que en las primeras trazas no se aprecia ningún oscurecimiento de las amplitudes. Continuando con el análisis visual, se consideró que no era necesario aplicar alguna ganancia para mejorar la visualización de las amplitudes en los tiempos tardíos, a pesar de que la señal de radar se atenúa conforme pasa el tiempo, en estos datos las amplitudes se aprecian muy bien en los tiempos tardíos y se identifican muy bien las reflexiones.

El siguiente paso es la localización de los máximos que existen en cada traza. El valor máximo de amplitud en una traza corresponde al mayor contraste en el medio por el cual viajaron las ondas EM, en la mayoría de los radargramas las amplitudes mayores corresponden a la onda de aire y a la de tierra, las cuales se distinguen de las hipérbolas de reflexión porque presentan una pendiente positiva y ocurren en los tiempos tempranos, y debido a que el valor de velocidad de esas ondas es conocido y no penetra en el medio de forma significativa, no es necesario analizarlas. Debido a lo anterior, el algoritmo realiza una búsqueda de los siguientes máximos relativos para identificar más interfases con contrastes no tan grandes como los de las ondas de aire y tierra; este paso también funciona como proceso para despreciar los eventos que no son parte de una hipérbola y que a simple vista es complicado identificar.

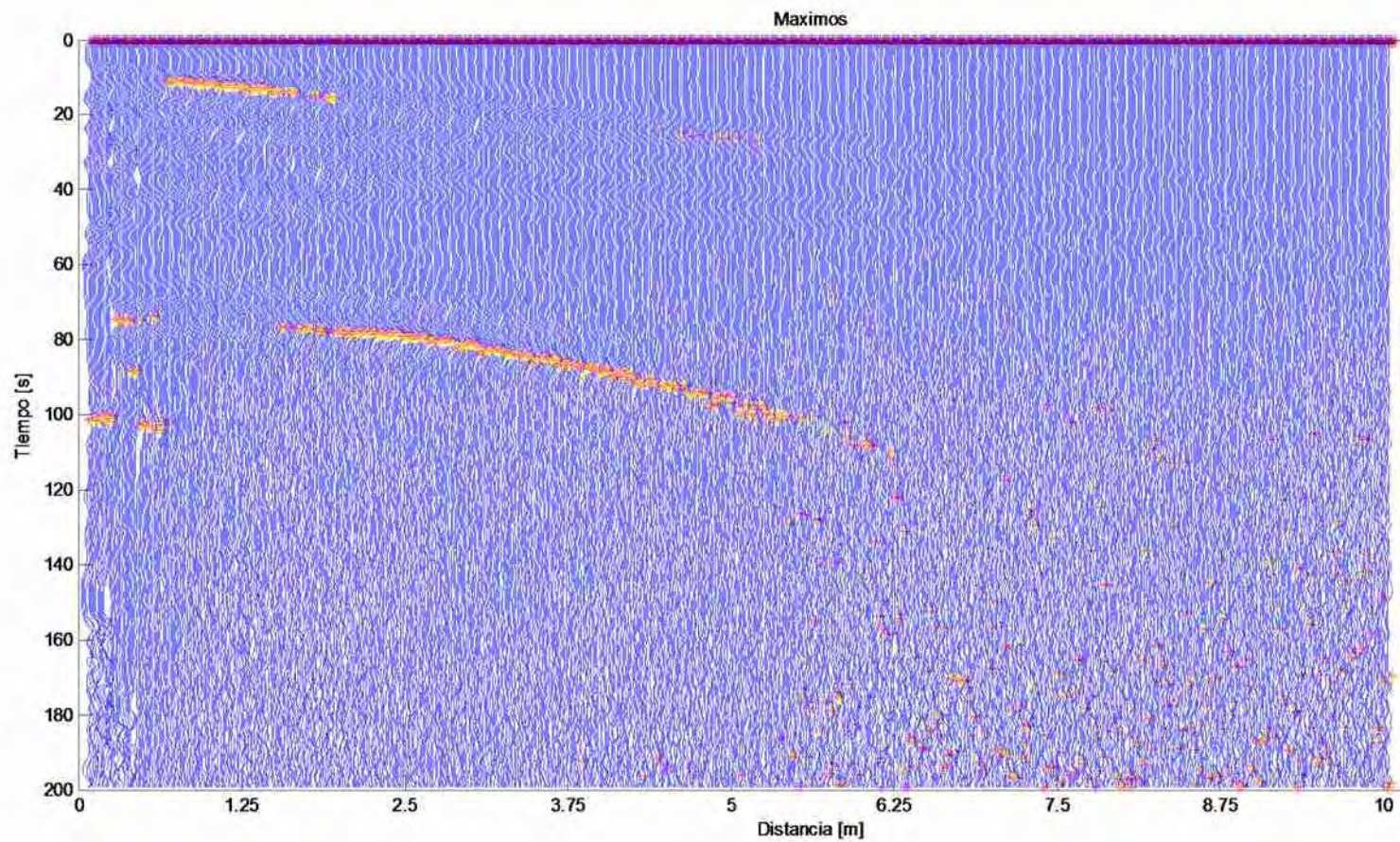


Figura 21. Gráfica posición-tiempo con los máximos relativos resaltados, cada color es un grupo de máximos relativos: azul primero, rojo segundo, magenta tercero y amarillo cuarto

La figura 21 muestra todos los máximos relativos que el programa localizó, el programa busca los primeros cuatro máximos relativos y los marca con colores diferentes, al visualizarlos se debe de elegir el grupo que mejor muestra a las hipérbolas de reflexión; para este caso se eligió el cuarto máximo relativo que corresponde al color amarillo.

Al elegir el grupo de máximos relativos, el programa genera un vector que guarda el tiempo y posición de cada uno de ellos y crea la gráfica mostrada en la figura 22 en la cual solo se muestra el grupo de máximos elegidos; el vector creado se utiliza para realizar el cálculo de velocidades.

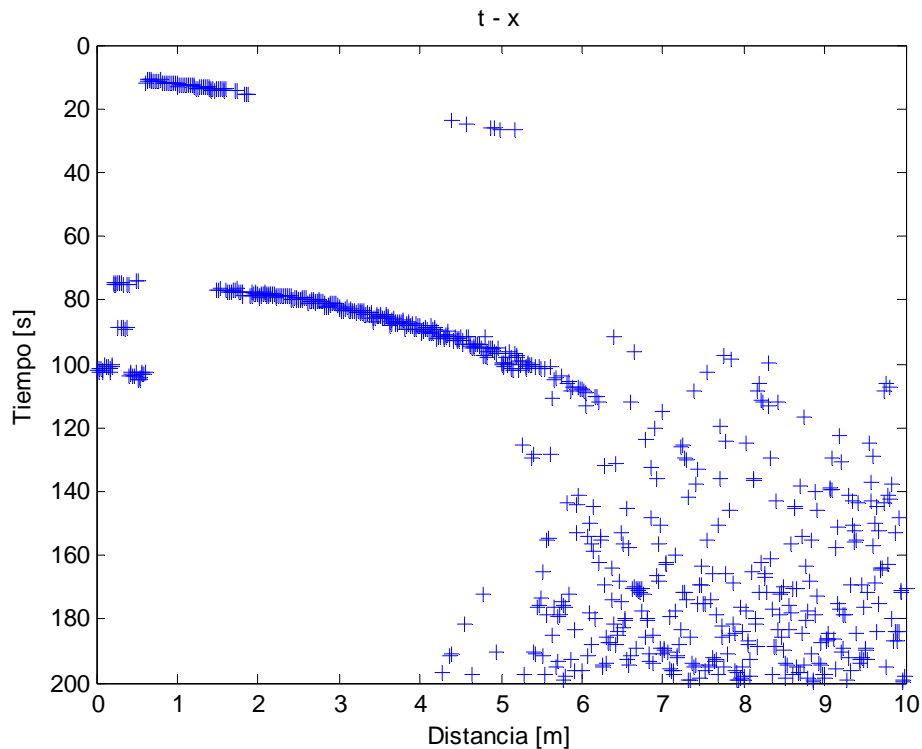


Figura 22. Máximos relativos elegidos y que mejor representan las hipérbolas de reflexión

Resultados

Para utilizar el método $t^2 - x^2$ se utilizan los valores del vector que contiene la posición y tiempo del grupo de máximos elegidos, al aplicar este proceso la forma de las hipérbolas se modificará y la distribución de los puntos será diferente; la figura 23 muestra la gráfica con una disposición particular de los puntos, los cuales siguen una distribución lineal. Para este caso se identificaron dos rectas y se procedió a dibujar las rectas que mejor se ajustaron a los puntos, el programa requiere que se seleccione el punto final y el inicial de cada recta

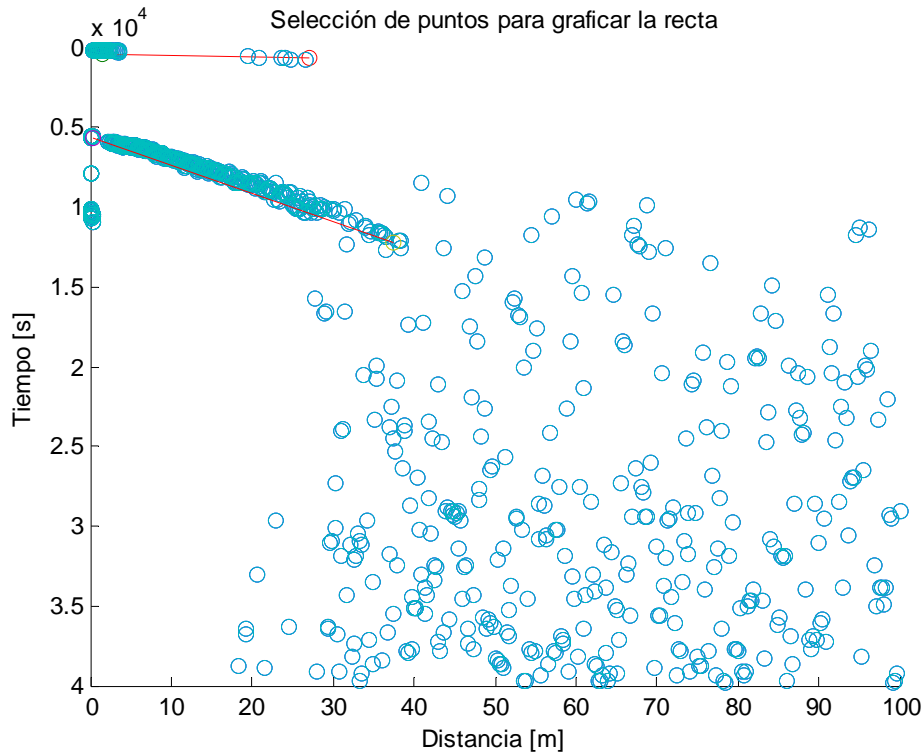


Figura 23. Gráfica $t^2 - x^2$

Al marcar las rectas, el algoritmo calculará la ecuación de cada recta y posteriormente realizará el cálculo de la velocidad para cada interfase. Para este caso, se identificaron dos rectas y eso significa que el programa identificó dos interfases, las cuales probablemente correspondan a dos capas con diferentes valores de velocidad. En la tabla 11 se muestran los valores de velocidad que el programa calculó, para la primera recta, esa velocidad corresponde a la velocidad de las ondas EM en el vacío, para la segunda recta, su valor de velocidad corresponde a varios materiales existentes en el subsuelo; para poder determinar de que material se trata, es necesario conocer la geología de la zona de estudio y las características ambientales

Recta	Pendiente	Velocidad
1	9.1459	0.3306 [m/ns]
2	176.5573	0.0752 [m/ns]

Tabla 11. Resultados obtenidos con el algoritmo

Discusión comparativa

Los resultados que generó el algoritmo corresponden a valores reales de velocidades de las ondas EM al viajar en el subsuelo; para rectificar el

funcionamiento del programa se procesarán los datos con otros programas que procesan datos de GPR y se compararán las velocidades calculadas. La primera herramienta que se usó fue el software RADAN, el cual realiza el cálculo de velocidades de las interfaces identificadas utilizando el método de semblanza.

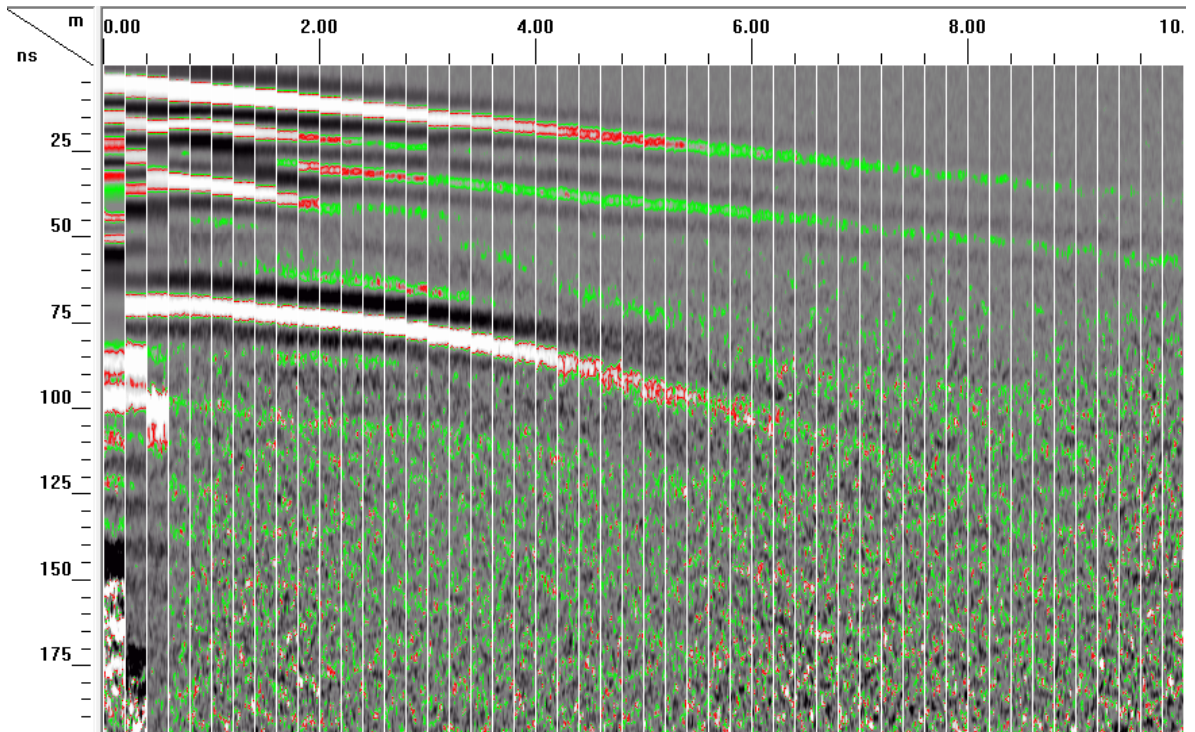


Figura 24. Radargrama de los datos WARR en RADAN

Al ingresar los datos en el programa y realizar algunos procesos se generó un radargrama en el que se aprecian varias ondas a diferentes tiempos y con formas distintas y que se muestra en la figura 24. Posiblemente las primeras ondas que se ven son la de aire y ondas refractadas, que son casi horizontales y ocurrieron en tiempos tempranos.; lo que se identifica también es la presencia de dos hipérbolas de reflexión que al realizar el cálculo de velocidades se obtuvieron dos valores: $.07$ [m/ns] y $.08$ [m/ns], los que se muestran en el modelo que generó el programa y corresponde a la figura 25.

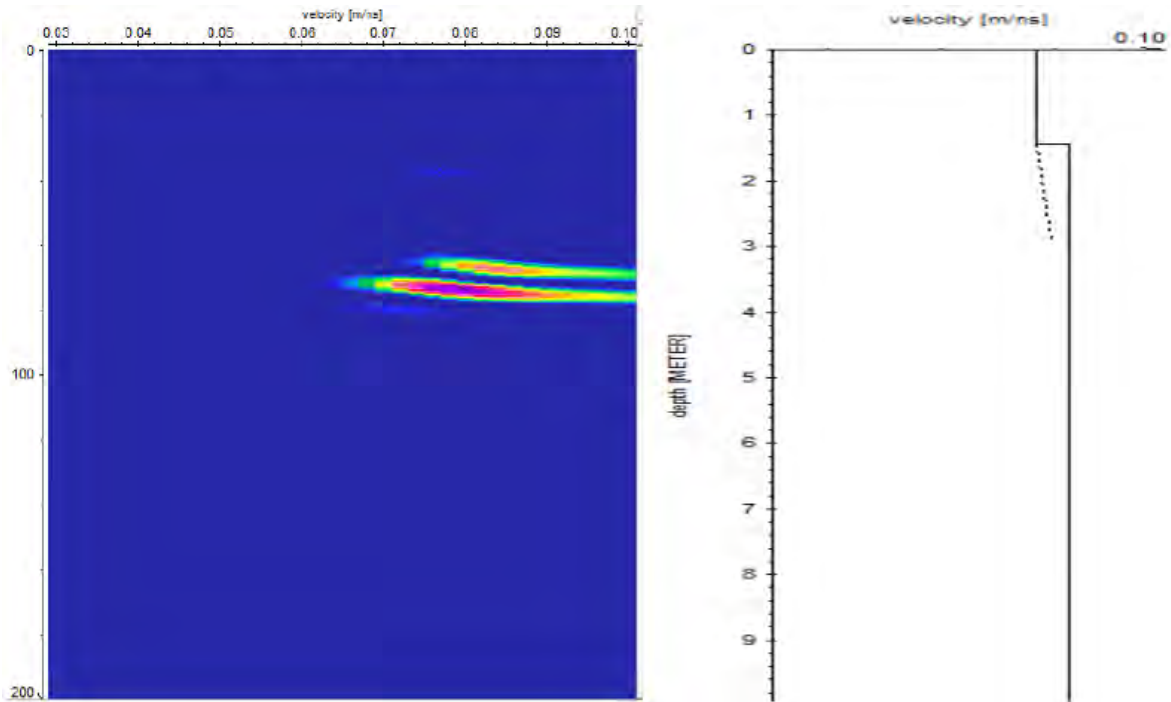


Figura 25. Velocidades calculadas con RADAN

Otra técnica para calcular la velocidad de propagación es utilizar la ecuación 30, la cual requiere de dos coordenadas que deben corresponder a dos puntos de la hipérbola de reflexión; el primer punto debe de encontrarse en la parte más alta de la hipérbola y el segundo debe ser un punto cualquiera ubicado sobre ésta. Las coordenadas de los puntos se obtuvieron del radargrama que el programa REFLEXW genera, donde solo es necesario colocar el cursor en la posición elegida y se pueden leer las coordenadas distancia - tiempo.

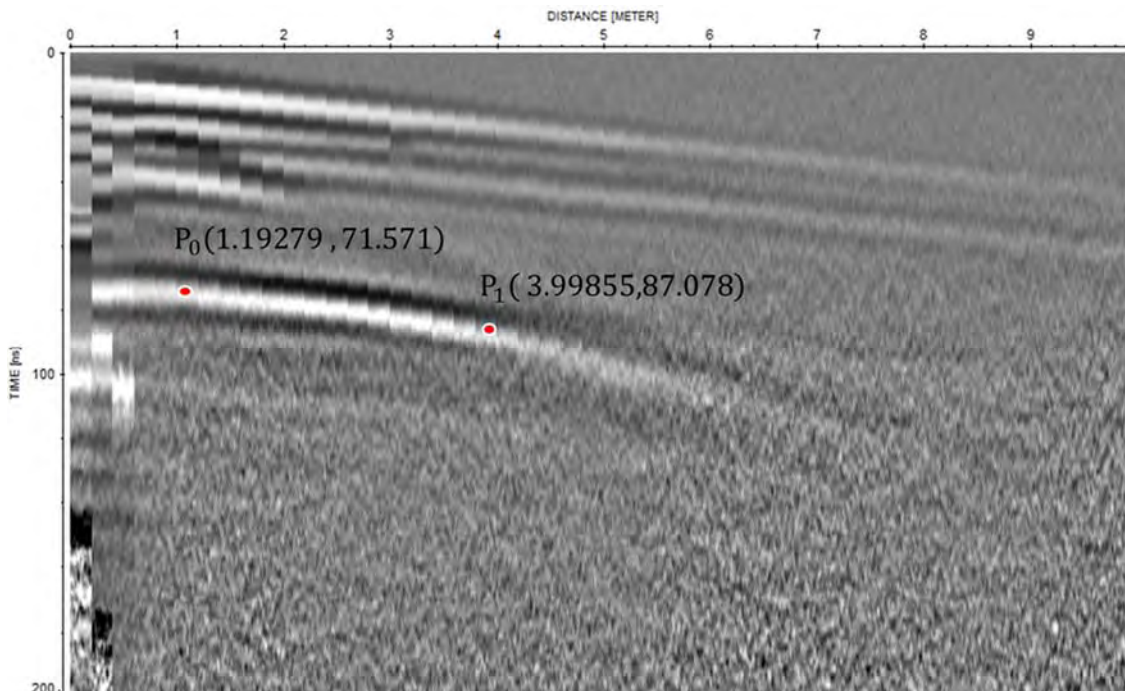


Figura 26. Puntos tomados para el cálculo del modo manual

Debido a que solo se pudo visualizar correctamente una hipérbola, solo se marcaron dos puntos sobre ésta y se utilizaron en la fórmula, al sustituir los valores, se obtuvo el siguiente valor de velocidad:

Recta	Velocidad
2	.0769 [m/ns]

Tabla 12. Resultados obtenidos con el método manual

La tabla 13 muestra los resultados generados por el algoritmo, el programa RADAN y el método manual; al observar los resultados se encuentran ciertas semejanzas entre los valores de las velocidades calculadas

Método	Interfase
Algoritmo	0.0752 [m/ns]
RADAN	0.07 y 0.08 [m/ns]
Manual	0.0769 [m/ns]

Tabla 13. Velocidades obtenidas con los tres métodos

La onda de aire se identificó en las gráficas generadas por el algoritmo y por el programa RADAN, se optó por no calcular su velocidad debido a que es un valor conocido y se identifica fácilmente por su forma característica y su disposición en el radargrama; debido a esto, solo se calculó la velocidad de una hipérbola de

reflexión. Al usar las tres herramientas para el cálculo de la velocidad, solo se identificó una hipérbola de reflexión, con el algoritmo se calculó una velocidad de .0752 [m/ns], con RADAN se observaron dos valores de velocidad, pero se concluyó que podrían considerarse como una sola capa debido a los valores tan cercanos 0.07 [m/ns] y 0.08 [m/ns]; y en el método manual el valor calculado fue de 0.0769 [m/ns]. Al comparar estos resultados, se identifican semejanzas en los resultados, los tres valores de velocidad son muy parecidos y podría tratarse de acillas; esto corresponde a la afirmación que se hace de la zona de estudio donde mencionan que “es probable que se trate de una zona con propiedades eléctricas específicas, las cuales podrían corresponder a una zona de transición que corresponde a una mezcla de calizas erosionadas y arcillas” (Barba et al., 2009).

Conclusiones

Los resultados que se obtuvieron con el algoritmo son valores de velocidad que corresponden a velocidades de propagación en materiales existentes en el subsuelo; esto se comprobó al procesar y comparar estos resultados con los generados por dos programas comerciales.

El algoritmo desarrollado en el trabajo de tesis es una alternativa para realizar el cálculo de velocidades en datos adquiridos con el modo CMP o WARR, no es necesario realizar un pre-procesamiento y no se limita a un número máximo o mínimo de datos que contenga el archivo de radar.

El algoritmo desarrollado tiene una interfaz gráfica por lo que el usuario tiene acceso a una herramienta adicional para su uso. La utilización de esta herramienta adicional requiere seguir las indicaciones de la interfaz, una gran ventaja sobre los softwares comerciales para los que es necesario estudiar los manuales y hacer varios procesos previos para hacer el cálculo de velocidades.

Tener una herramienta extra para el cálculo de velocidades representa una ventaja en el estudio que se realice, ya que al tener perfiles de radar que se adquirieron con arreglos CMP o WARR es posible tener una mejor idea de lo que se encuentra en la zona de estudio, porque al calcular el perfil de velocidades es posible detectar interfases con diferentes propiedades eléctricas, las cuales dependen del tipo de materiales que se encuentran presentes.

Es más preciso que el modo manual, porque en éste se pueden generar errores al momento de obtener las coordenadas de los puntos elegidos si no se tiene una buena visualización de las trazas o el radargrama.

Con el algoritmo es posible calcular un valor de velocidad para cada capa detectada en la zona de trabajo y al utilizar estos valores en el proceso denominado migración, es posible realizar la conversión a profundidad y se minimizan los errores.

Una ventaja de este algoritmo es que al ser un código abierto, es posible realizar cambios necesarios para un diferente análisis. Esto no ocurre con los softwares comerciales

El tiempo que se requiere para obtener los valores de velocidades con el algoritmo es muy corto.

Apéndice

Permitividad eléctrica ϵ

La permitividad eléctrica describe la habilidad de un material de almacenar y liberar energía en forma de carga eléctrica, esto puede ser descrito como la habilidad de impedir el flujo de cargas libres o el grado de polarización exhibido por un material que está bajo la influencia de un campo eléctrico:

Los materiales del subsuelo son generalmente descritos como dieléctricos, denominando a los parámetros de permitividad y conductividad como sus propiedades dieléctricas. El término “dieléctrico” describe una clase de materiales no conductores que pueden dar cabida a la propagación de un campo electromagnético (EM) alterno, de esta forma, los materiales que contengan solo cargas eléctricas unidas se pueden llamar verdaderos dieléctricos (como sólidos cristalinos). Si hay alguna carga libre disponible bajo la influencia de un campo EM, ésta fluirá a través de él produciendo atenuación y pérdida de energía.

Todos los materiales del subsuelo poseen alguna forma de carga libre, como iones y electrones de conducción, y estos materiales son mejor descritos como “dieléctricos con pérdidas” ya que muestran algún grado de atenuación EM, si un material tiene un alto grado de cargas libres y es un conductor, la mayoría de la energía EM se perderá en forma de calor. Esta es la razón por la cual el GPR no es efectivo en ambientes muy conductivos, como en condiciones salinas y alto contenido de arcilla (Cassidy, 2008).

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r \quad (1)$$

ϵ_r : Permitividad eléctrica relativa

ϵ_0 : Permitividad eléctrica del vacío= 8.855×10^{-12} F/m

$$\epsilon_r = \frac{\text{permitividad del material } (\epsilon)}{\text{permitividad del vacío } (\epsilon_0)} \quad (2)$$

La permitividad al ser una propiedad compleja, el valor dependiente de la frecuencia es el componente real (almacenamiento) y el componente imaginario (pérdida). El valor de permitividad de un material se simplifica a su constante de la componente real y el término de pérdida es ignorado, esto es conveniente para el cálculo aproximado de la velocidad de las ondas del radar y la longitud de onda, pero es muy general para un análisis detallado (Cassidy, 2008).

Al aplicar un campo EM a un material, el pulso incidente viaja a través de éste y las cargas se polarizan, de esta forma, un momento dipolar es inducido en los materiales y una red de densidad de momentos dipolares se genera a través de las cargas polarizadas. En materiales simples, la densidad del momento dipolar es proporcional a la fuerza del campo eléctrico aplicado. Al inicio y al final del pulso, la energía suministrada para la separación de las cargas en forma de aceleración genera una pequeña corriente de desplazamiento que produce energía EM, esta energía está un poco fuera de fase con el pulso incidente, lo que genera que la red disminuya la velocidad de la propagación de las ondas.

Una parte de la energía EM se convierte en calor si las cargas están libres e interactúan físicamente al desplazarse y polarizarse, esto ocurre en la mayoría de los materiales y la permitividad se ve afectada. La dependencia de la frecuencia en el proceso de polarización es una manifestación del fenómeno de la relajación de la permitividad “*permittivity relaxation*” en el cual, el desplazamiento en función del tiempo actúa a diferentes tasas que alteran el campo eléctrico aplicado (Jol, 2008), este fenómeno se puede identificar en los materiales al momento de incrementar la frecuencia, ocasionando un decremento en la componente real y un pico en la componente imaginaria.

Como la frecuencia aumenta dentro del rango de relajación, menos energía se pasa a las moléculas y el valor de la componente real se reduce, el valor de la componente imaginaria incrementa y la colisión molecular genera pérdidas de energía en forma de calor. Ambas componentes decrecen y se estabilizan en sus altas frecuencias, este fenómeno fue descrito primero por Debye (1929) para la relajación de permitividad de una solución simple diluida de moléculas dipolares en un líquido no polar. Los componentes real e imaginario se separan fácilmente para generar expresiones matemáticas para la permitividad compleja del agua (Von Hippel, 1954):

Permitividad, componente real

$$\varepsilon'(\omega) = \varepsilon_{\infty} + \frac{\varepsilon_s \varepsilon_{\infty}}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (3)$$

Permitividad, componente imaginario

$$\varepsilon''(\omega) = (\varepsilon_s - \varepsilon_{\infty}) + \frac{\omega \tau}{1 + \omega^2 \tau^2} \quad (4)$$

Donde

ε_s : estático, DC o valor muy bajo de frecuencia de la permitividad

ϵ_{∞} : óptico o valor muy alto de frecuencia de la permitividad

τ : tiempo de relajación de la permitividad

ω : frecuencia angular

Para el agua pura a temperatura ambiente (aproximadamente 25°C) la respuesta de la permitividad está regida por el tiempo de relajación $\tau=8.28$ ps (8.28×10^{-12} [s] o a una frecuencia crítica de aproximadamente 16 GHz), una permitividad relativa estática de $\epsilon_s=81$ y una permitividad relativa de alta frecuencia de $\epsilon_{\infty}=5.6$ (Kaatze, 2000; Arkhipov, 2002).

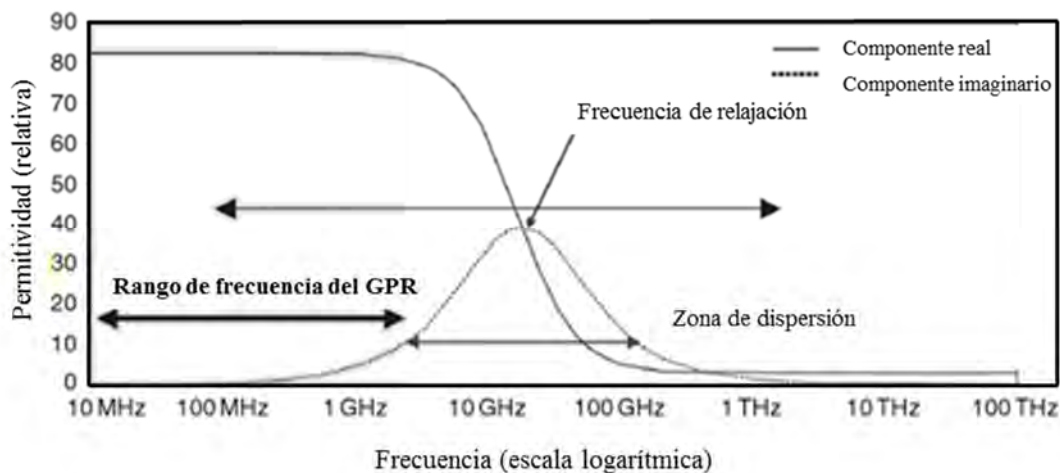


Figura 1. Espectro de permitividad de agua pura a temperatura ambiente. Se ilustra el mecanismo de relajación de Debye a aproximadamente 19 GHz (tomada de Jol, 2008).

En la Figura 1 se observa que las pérdidas comienzan a tener un efecto significativo en las altas frecuencias (arriba de 500 MHz) y existe una fuerte relación entre la temperatura y la permitividad. Cuando la temperatura se reduce, el espectro de permitividad del agua se desplaza hacia abajo con valores de frecuencia crecientes (Daniels, 2004), a 0°C pero antes de congelarse la permitividad estática llega a $\epsilon_s \sim 88$ y la frecuencia crítica se reduce alrededor de 9GHz (King y Smith, 1981).

Por consecuencia, las pérdidas de energía en el GPR se incrementan y puede haber un efecto en la atenuación de la señal, dispersión y velocidad de propagación arriba de los 100 MHz (Arcone et al., 1998, 2002). Al congelarse, las moléculas de agua forman enlaces iónicos, lo cual previene la rotación molecular y provoca pérdidas insignificantes, esta es la razón por la cual el GPR funciona muy bien en hielo con penetración muy profunda (Arcone, 2002).

Permitividad relativa ϵ_r

Una carga eléctrica q produce dos efectos, atrae a las cargas afines próximas y causa la electrización por influencia de los cuerpos cercanos. El primer fenómeno se describe por medio de un campo vectorial E que expresa la fuerza con que es atraída una carga eléctrica puntual; el segundo fenómeno es llamado inducción electrostática y puede expresarse por otro campo vectorial D . Los vectores D y E están ligados por un operador lineal ϵ (permitividad eléctrica) con matriz de 9 componentes que tiene carácter tensorial, la relación entre D y E se escribe como:

$$D_i = \epsilon_{ij}E_j \quad \epsilon_{ij} = \epsilon_{ji}$$
$$\epsilon_{ij} = \begin{bmatrix} \epsilon_{11} & \epsilon_{12} & \epsilon_{13} \\ \epsilon_{21} & \epsilon_{22} & \epsilon_{23} \\ \epsilon_{31} & \epsilon_{32} & \epsilon_{33} \end{bmatrix} \quad (5)$$

Si se consideran cuerpos isótropos, las componentes de la diagonal principal son iguales y el resto cero, por lo que el tensor se reduce a un escalar. La constante dieléctrica se da en forma relativa, tomando como unidad a la del vacío ϵ_0 , de esta forma:

$$\epsilon_r = k = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (6)$$

k : constante dieléctrica del material

ϵ : Permitividad del material

ϵ_0 : Permitividad del vacío

Cuando un cuerpo se coloca dentro de un campo eléctrico se produce en él una redistribución de las partículas cargadas de los átomos, en los dieléctricos las cargas positivas y negativas sufren un desplazamiento y se dice que la materia se ha polarizado. En la mayoría de los materiales, las regiones de carga regresan a sus posiciones originales cuando el campo aplicado es removido, una región Δv de un dieléctrico polarizado contiene N momentos dipolares p . La polarización P se define como el momento dipolar por unidad de volumen:

$$P = \lim_{\Delta v \rightarrow 0} \frac{Np}{\Delta v} \text{ [C/m}^2\text{]} \quad (7)$$

Esto hace suponer una distribución continua y uniforme de momentos eléctricos dipolares, lo que en realidad no se produce es una visión macroscópica, la polarización P puede dar cuenta del aumento de la densidad de flujo eléctrico, según la ecuación:

$$\begin{aligned}
 D &= \varepsilon_0 E + P \\
 P &= D - \varepsilon_0 E \\
 P &= \varepsilon E - \varepsilon_0 E \\
 P &= (\varepsilon - \varepsilon_0) E \\
 P &= \varepsilon_0 (\varepsilon / \varepsilon_0 - 1) E
 \end{aligned}$$

Donde

$$\chi_e = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} - 1 = k - 1 \quad (8)$$

χ_e : Susceptibilidad eléctrica

ε : Permitividad del material

ε_0 : Permitividad del vacío

k= constante dieléctrica del material

$$P = \chi_e \varepsilon_0 E \quad (9)$$

Esta ecuación es válida en un material isotrópico y lineal, donde E y P son paralelos en cada punto, en general, la susceptibilidad eléctrica es un tensor de características análogas a las de ε y como éste se reduce a un escalar en los cuerpos isótropos, entonces:

$$D = \varepsilon_0 k E \quad (10)$$

$$k = 1 + \chi_e = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (11)$$

La polarización de los átomos o moléculas no es instantánea, requiere de un tiempo finito para que se dé. Si el campo aplicado es alterno de frecuencia muy alta, puede ocurrir que la polarización se retrase respecto de la variación del campo e incluso no llegue a producirse, el resultado de esto es que la polarización y la constante dieléctrica disminuyen cuando aumenta la frecuencia.

La constante dieléctrica varía dentro de un margen mucho más reducido que el de la resistividad y depende principalmente de la polarización individual, la densidad, de la estructura cristalográfica, de la presencia de impurezas y de la humedad (Orellana, 1972). Esta propiedad está en función de los componentes de los materiales, de su proporción y del modo de agruparse; la presencia de agua influye notablemente por la elevada permitividad que posee (721×10^{-12} F/m, $k=80$). La falta de fórmulas teóricas obliga a la determinación experimental de esta constante.

Conductividad eléctrica σ

La conductividad eléctrica describe la habilidad de un material para dejar pasar las cargas eléctricas libres bajo la influencia de un campo eléctrico.

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \text{ [S/m]} \quad (12)$$

ρ = resistividad

En los metales estas cargas se relacionan a los electrones libres de los átomos y en los fluidos están representadas por las cargas de los aniones y cationes disueltos. En la ausencia de un campo eléctrico las cargas libres iónicas que permanecen estáticas en un fluido no interactúan, por otro lado, cuando un pulso electromagnético viaja a través del material la energía es transferida a las cargas iónicas acelerándolas rápidamente y al momento de moverse las partículas colisionan e interactúan produciendo calor, lo que significa pérdida de energía.

La atenuación y la profundidad de penetración de la señal EM son directamente dependientes de la conductividad eléctrica de los materiales, los valores son controlados principalmente por el contenido de agua y/o arcilla. Cuando la conductividad del terreno es alta ($\sigma > 0.01$ [s/m], $\rho < 100$ [Ωm]) provocará problemas para la señal de radar por lo limitado de la penetración de la señal en el subsuelo.

Quizá la ecuación más importante de las relaciones constitutivas en términos de métodos inductivos en prospección geofísica es la ley de Ohm, que relaciona la densidad de corriente a la intensidad de campo eléctrico como $J = \sigma E$, donde σ es una propiedad del medio. Ambos términos E y J , son vectores, así que la cantidad σ debe ser un tensor, el cual en coordenadas cartesianas tendrá las componentes (Nabighian, 1987):

$$\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix} \quad (13)$$

Si dos de las direcciones del tensor son ortogonales y se seleccionan para estar en la dirección de máxima conductividad y mínima conductividad (las direcciones principales del tensor de conductividad), el tensor queda:

$$\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{vmatrix} \quad (14)$$

De esta forma, los elementos que no se encuentran en la diagonal principal son cero. Si las coordenadas del sistema están orientadas arbitrariamente, los términos fuera de la diagonal tendrán valores simétricos iguales como:

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yx} \quad (15)$$

Permeabilidad magnética μ

La permeabilidad magnética es la capacidad de una sustancia o medio para atraer y hacer pasar a través de sí los campos magnéticos. En la mayoría de las circunstancias, la permeabilidad magnética de los materiales (diamagnéticos, paramagnéticos y super paramagnéticos) tiene poco efecto en la propagación de las ondas electromagnéticas y se considera como el valor de la permeabilidad magnética del vacío, sin embargo, los minerales ferromagnéticos tienen un efecto considerable en cuanto a la velocidad y la atenuación de la onda electromagnética.

$$\mu = \mu_0 \mu_r \quad (16)$$

μ_r : Permeabilidad magnética relativa

μ_0 : Permeabilidad magnética del vacío $4\pi \times 10^{-7}$ [H/m]

Ecuación de onda

Partiendo de las ecuaciones (1) y (2) (Nabighian, 1987) se tiene:

$$\nabla \times E + \frac{\partial B}{\partial t} = 0 \quad \longrightarrow \quad \nabla \times (\nabla \times E) + \nabla \times \left(\frac{\partial B}{\partial t} \right) = 0 \quad (17)$$

$$\nabla \times H - \frac{\partial D}{\partial t} = j \quad \longrightarrow \quad \nabla \times (\nabla \times H) - \nabla \times \left(\frac{\partial D}{\partial t} \right) = \nabla \times j \quad (18)$$

E: Intensidad de campo eléctrico [V/m]

B: Inducción magnética [T]

H: Intensidad de campo magnético [A/m]

D: Desplazamiento eléctrico [C/m²]

j: densidad de corriente eléctrica [A/m²]

Las relaciones constitutivas en el dominio del tiempo, restringidas a los casos no dispersivos donde μ , σ y ε son independientes del tiempo, se pueden sustituir en las ecuaciones (17) y (18) obteniendo:

$$\nabla \times \nabla \times E + \nabla \times \left[\frac{\partial}{\partial t} (\mu H) \right] = 0 \quad (19)$$

$$\nabla \times \nabla \times H - \nabla \times \left[\frac{\partial}{\partial t} (\varepsilon E) \right] = \nabla \times (\sigma E) \quad (20)$$

Después las ecuaciones (19) y (20) se reducen a

$$\nabla \times \nabla \times E + \mu \nabla \times \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (21)$$

$$\nabla \times \nabla \times H - \varepsilon \nabla \times \frac{\partial E}{\partial t} = \sigma \nabla \times E \quad (22)$$

Siempre que las funciones vectoriales \bar{H} y \bar{E} sean continuas por partes y tengan la primera y segunda derivada continuas, entonces el operador $\nabla \times$ y $\frac{\partial}{\partial t}$ podrían ser intercambiados y las ecuaciones (21) y (22) quedan:

$$\nabla \times \nabla \times E + \mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times H) = 0 \quad (23)$$

$$\nabla \times \nabla \times H - \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} (\nabla \times E) = \sigma \nabla \times E \quad (24)$$

Las magnitudes $\nabla \times E$ y $\nabla \times H$ están dadas por las ecuaciones (1) y (2) respectivamente (del texto principal, página 5 y 6), así que las ecuaciones (23) y (24) fácilmente se convierten en

$$\nabla \times \nabla \times E + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} + \mu \sigma \frac{\partial E}{\partial t} = 0 \quad (25)$$

$$\nabla \times \nabla \times H + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \mu \sigma \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (26)$$

El vector identidad

$$\nabla \times \nabla \times A \equiv \nabla \nabla \cdot A - \nabla^2 A$$

Permite expandir el primer término en cada una de las ecuaciones (25) y (26). Teniendo en cuenta el hecho de que $\nabla \times E = 0$ y $\nabla \times H = 0$, para regiones homogéneas, entonces las ecuaciones (25) y (26) quedan:

$$\nabla^2 E - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial E}{\partial t} = 0 \quad (27)$$

$$\nabla^2 H - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad (28)$$

Estas son las ecuaciones de onda para el campo eléctrico y el campo magnético, establecidas en el dominio del tiempo.

Propiedades de la propagación de la onda EM

La forma en que se propagan las ondas electromagnéticas en un medio tiene que ver con sus propiedades eléctricas y magnéticas. Estas propiedades modifican la velocidad, amplitud y longitud de onda de las ondas electromagnéticas.

Resolviendo la ecuación de onda (ec. 27) para el campo eléctrico se tiene (Kraus, 1984):

$$\bar{E} = E_0 e^{-i\gamma Z} \quad (29)$$

γ : Constante de propagación

$Z = \frac{E}{H}$: Impedancia

La constante de propagación es un vector complejo que puede descomponerse en una parte real y una parte imaginaria. La parte real se llama constante de fase y la parte imaginaria se llama constante de atenuación.

$$\gamma = \alpha + \beta i \quad (30)$$

$$\gamma^2 = \mu\epsilon\omega^2 + i\mu\omega\sigma \quad (31)$$

Desarrollando el binomio de estas ecuaciones e igualando términos semejantes:

$$\gamma^2 = (\alpha + i\beta)^2 = \alpha^2 + 2i\alpha\beta - \beta^2$$

$$\alpha^2 - \beta^2 = \mu\epsilon\omega^2$$

$$2\alpha\beta = \mu\omega\sigma$$

Resolviendo las ecuaciones simultáneamente, se obtienen las constantes en función de las propiedades del medio:

Constante de fase

$$\alpha = \sqrt{\frac{\mu\omega}{2}} \sqrt{(\sigma^2 + \epsilon^2\omega^2)^{\frac{1}{2}} + \epsilon\omega} \quad (32)$$

Constante de atenuación

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu\omega}{2}} \sqrt{(\sigma^2 + \epsilon^2\omega^2)^{\frac{1}{2}} - \epsilon\omega} \quad (33)$$

Las ecuaciones que definen a la constante de fase y la constante de atenuación son directamente proporcionales a la frecuencia. Cuando se tienen frecuencias bajas, se tiene un dominio del modo cuasiestacionario y el campo electromagnético varía

muy poco con el tiempo, por esta razón las constantes de fase y atenuación son equivalentes en este rango (Díaz, 2003).

Las constantes de fase y atenuación son directamente proporcionales a la conductividad, debido a que ambas constantes aumentan con el incremento de la conductividad del medio. La constante de fase es directamente proporcional a la permitividad eléctrica en altas frecuencias, mientras que la constante de atenuación tiende a hacerse constante para las altas frecuencias, siendo inversamente proporcional a la permitividad eléctrica. La constante de atenuación determina la amplitud de la onda electromagnética (Orellana, 1974).

Velocidad de propagación

La velocidad de propagación de una onda electromagnética es la velocidad con la que se propaga su frente de onda (Orellana, 1974). Para obtener esta velocidad del frente de onda se diferencia la ecuación de la profundidad en función del tiempo:

$$z = \frac{\omega t - \varphi x + cte}{\alpha} \quad (34)$$

$$v = \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\omega}{\alpha} \quad (35)$$

Se puede ver que en la ecuación 46 la velocidad es directamente proporcional a la frecuencia e inversamente proporcional a la constante de fase. La velocidad de onda en las altas frecuencias es independiente de la conductividad y la frecuencia e inversamente proporcional a la permitividad eléctrica; mientras que en la región de bajas frecuencias es inversamente proporcional a la conductividad e independiente de la permitividad eléctrica (Díaz, 2003).

Penetración nominal (Skin depth)

Si la tierra fuera perfectamente aislante, las ondas podrían penetrar a cualquier distancia, sin embargo, debido a la conductividad finita del subsuelo y de las rocas, la energía que incide es absorbida y la amplitud de las ondas decrece exponencialmente al atravesar los conductores debido a la absorción y habrá un “decremento geométrico” cuando la onda se propague (Parasnis, 1996).

Un parámetro utilizado en la propagación electromagnética es la distancia a la cual la amplitud de la onda se ha atenuado en un factor de e^{-1} , que es aproximadamente 37% (Reynolds, 1997) respecto a la amplitud inicial, esta distancia es conocida como el “skin depth”:

$$\delta = \frac{1}{\beta} \quad (36)$$

β : Constante de atenuación

La respuesta de conductores profundos incrementa y la de someros decrece cuando la frecuencia es baja. El uso de frecuencias muy bajas para exploración profunda está limitada por el hecho de que la magnitud de las señales decrece más o menos en proporción a la frecuencia.

Longitud de onda

La identificación de una resolución adecuada es a menudo un componente vital de muchos estudios del subsuelo, la resolución vertical es considerada como un cuarto de la longitud de onda de la señal del radar en el subsuelo, siendo la longitud de onda una función de la frecuencia de la antena y de la velocidad de la señal (Bristow, 2009):

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (37)$$

v= velocidad
f= frecuencia

Varias antenas se pueden emplear para tener una imagen efectiva del subsuelo usando GPR (Jol y Bristow, 2003). Este es un parámetro relacionado con la constante de fase:

$$\lambda = \frac{2\pi}{\alpha} \quad (38)$$

α : Constante de fase

Impedancia

Las soluciones básicas para las ecuaciones de Maxwell se han acoplado a los campos eléctricos y magnéticos, los campos son perpendiculares entre ellos y se mueven en una dirección perpendicular a ambos, como se muestra en la figura 2:

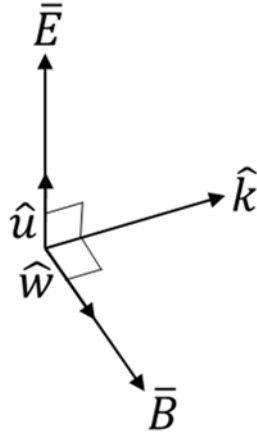


Figura 2. Campo electromagnético y su variación en el espacio 3D (Annan, 2001)

Los campos \hat{E} y \hat{H} satisfacen la ecuación de onda, al resolverla para un campo, inmediatamente permite la solución para el otro. Cuando estas soluciones simples se desarrollan se trabaja en términos del campo eléctrico. La amplitud del campo magnético puede estar directamente relacionada al campo eléctrico y viceversa debido al acoplamiento de los campos, un término común es la impedancia electromagnética definida como:

$$Z = \frac{E}{H} \quad (39)$$

$$Z = \mu v = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (40)$$

μ : Permeabilidad magnética

ϵ : Permitividad eléctrica

v : Velocidad

ω : Frecuencia

σ : Conductividad eléctrica

Esta ecuación establece que la amplitud relativa de los campos eléctricos y magnéticos en las soluciones (conocidas como planos de onda) están determinadas por las propiedades del medio. Cuando la conductividad es importante, se debe lidiar con señales sinusoidales para hacer la matemática más simple y se obtiene que:

$$Z = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon + i\frac{\sigma}{\omega}}} \quad (41)$$

En algunos casos, el inverso de Z , llamado "admitancia", se utiliza y se expresa como

$$Y = \frac{1}{Z} = \sqrt{\frac{\varepsilon + i\frac{\sigma}{\omega}}{\mu}} \quad (42)$$

Reflexión y refracción de las ondas EM

La reflexión y refracción de una onda plana en una interfase están gobernadas por la ley de Snell y las ecuaciones de Fresnel; se tratará la reflexión de una onda plana uniforme, polarizada linealmente y homogénea. Al observar la figura 3, se observan dos medios con parámetros eléctricos $\sigma_1, \mu_1, \varepsilon_1$ y $\sigma_2, \mu_2, \varepsilon_2$ que están en contacto en un plano infinito de superficie S. Una onda plana uniforme y homogénea se propaga en una dirección incidente denotada por el vector de onda número k_i o por el ángulo de incidencia θ_i . El vector k_i es confinado al plano x-z. La onda es reflejada en la dirección denotada por k_r o por el ángulo θ_r ; también es transmitida al segundo medio en la dirección k_t ó θ_t . Para una onda homogénea y uniforme, E , H , y la dirección de propagación son ortogonales entre ellos, de tal forma que $E \times H = k$

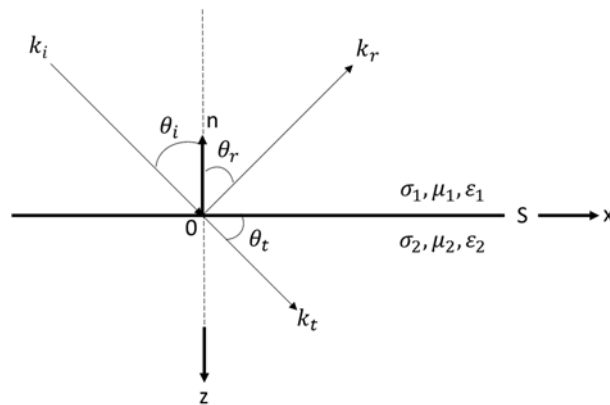


Figura 3. Direcciones y ángulos de incidencia, reflexión y transmisión en un plano S (Ward y Hohmann, 1987)

Los coeficientes de reflexión (y transmisión) de Fresnel cuantifican como la amplitud de los campos EM varía a través de una interfase entre dos materiales. Cuando una onda EM incide en un límite, es parcialmente transmitido y reflejado, como se muestra en la figura 4:

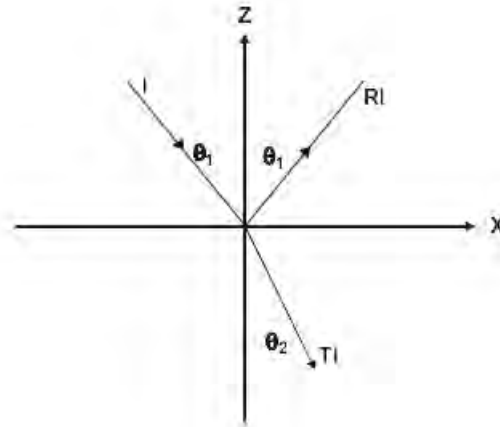


Figura 4: Incidencia de ondas en una interfase plana que parcialmente se transmiten y reflejan (Annan, 2001)

La amplitud del campo incidente se denota como I , las señales reflejadas se denotan como RI y TI , donde R y T son los coeficientes de transmisión y reflexión. Debido a la naturaleza de la onda EM, para una dirección de propagación dada, puede haber dos ondas independientes.

Cuando se encuentran límites horizontales, la onda incidente se descompone en dos componentes en los que los vectores tienen una orientación compatible con respecto a la interfase. Estos dos campos de ondas son referidos como ondas TE (campo eléctrico transversal) y TM (campo magnético transversal), la onda TE siempre tiene su campo eléctrico paralelo a la interfase, mientras que la onda TM tiene su campo magnético en el plano de la interfase (Annan, 2001). Esta descomposición es estrictamente una función de la geometría de la interfase y no tienen nada que ver los campos EM, en la figura 5 se observa como se puede descomponer el campo en TE y TM.

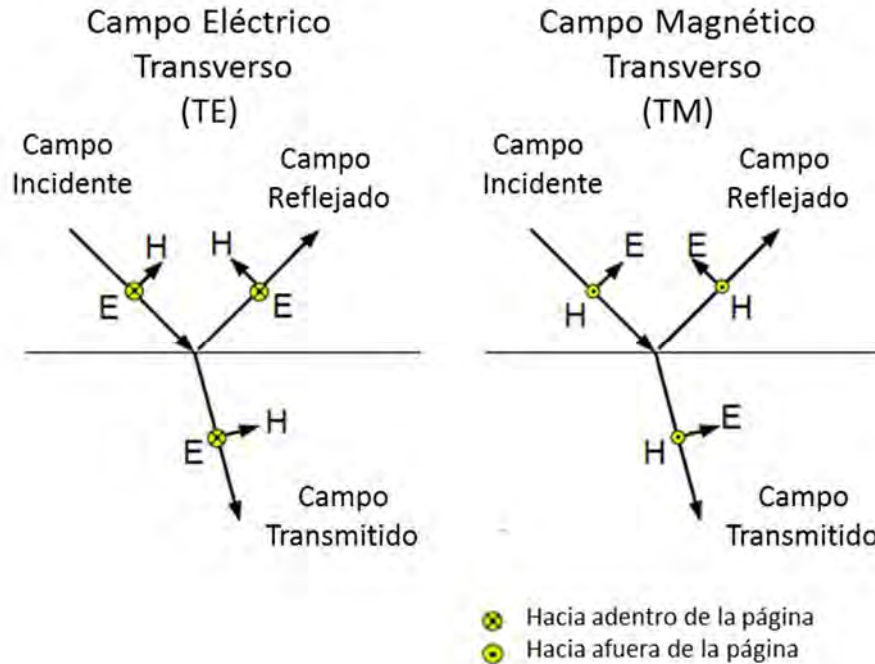


Figura 5: Ondas EM transversales al campo de ondas vectoriales. Para cualquier dirección de propagación, existen dos campos independientes (Annan, 2001)

Los coeficientes de transmisión y reflexión para las ondas TE y TM toman diferentes formas matemáticas porque el comportamiento del campo es diferente:

$$I_{TE} + R_{TE} \cdot I_{TE} = T_{TE} \cdot I_{TE} \quad (43)$$

Y

$$I_{TM} + R_{TM} \cdot I_{TM} = T_{TM} \cdot I_{TM} \quad (44)$$

I_{TE} : Magnitud del campo eléctrico para la onda TE

I_{TM} : Magnitud del campo magnético para la onda TM

Las formas matemáticas de R e I se derivan de dos hechos fundamentales: la ley de Snell se debe de satisfacerse y el comportamiento físico requiere campos eléctricos y magnéticos en el plano de la interfase que debe de ser el mismo en cada lado del límite, más la corriente eléctrica y el flujo de densidad magnética a través del límite.

Cuando estas condiciones se cumplen

$$R_{TE} = \frac{Y_1 \cdot \cos\theta_1 - Y_2 \cdot \cos\theta_2}{Y_1 \cdot \cos\theta_1 + Y_2 \cdot \cos\theta_2} \quad (45)$$

$$R_{TM} = \frac{Z_1 \cdot \cos\theta_1 - Z_2 \cdot \cos\theta_2}{Z_1 \cdot \cos\theta_1 + Z_2 \cdot \cos\theta_2} \quad (46)$$

Y

$$T_{TE} = 1 + R_{TE} = \frac{2 \cdot Y_1 \cdot \cos\theta_1}{Y_1 \cdot \cos\theta_1 + Y_2 \cdot \cos\theta_2} \quad (47)$$

$$T_{TM} = 1 + R_{TM} = \frac{2 \cdot Z_1 \cdot \cos\theta_1}{Z_1 \cdot \cos\theta_1 + Z_2 \cdot \cos\theta_2} \quad (48)$$

Estas son las formas de los coeficientes de transmisión y reflexión.

Ganancia AGC

Los datos colectados con GPR presentan grandes amplitudes en la parte superficial y esto requiere un acondicionamiento antes de desplegar la imagen, la ecualización de las amplitudes puede ser lograda al aplicar una función de ganancia, que depende del tiempo para compensar la rápida disminución en los datos de GPR a mayores profundidades. La ganancia AGC "Automatic Gain Control" es referida como un método de ecualización variante en el tiempo (Jol, 2009). El factor de escala para una ventana dada es calculado y aplicado a las muestras en el centro de la ventana, después la ventana se desliza hacia la siguiente muestra y el proceso se repite; así, cada muestra tendrá un factor de escala ligeramente diferente.

Cuando los datos de GPR son registrados, la señal $f(t)$ contiene componentes directos de la propagación de las ondas entre el transmisor y el receptor en los tiempos tempranos, y reflexiones débiles de anomalías en tiempos tardíos. El interés son las señales débiles reflejadas, así que se necesita amplificar las señales de los tiempos tardíos para mejorar las reflexiones. Se define la función amplificadora $s(t)$, que es una función en el dominio del tiempo y tiene que ser seleccionada apropiadamente dependiendo de la señal, la señal procesada $g(t)$ está dada por:

$$g(t) = f(t)s(t) \quad (49)$$

La multiplicación se lleva a cabo entre las funciones en el dominio del tiempo, sin embargo, no es una operación lineal. Este es un proceso fácil y si la señal tiene amplitud constante, pequeñas reflexiones en tiempos tardíos se puede observar claramente. El factor de escala para una ventana es calculado y aplicado a la muestra en el centro de la ventana, sin embargo, es por lo regular usada para desplegar el perfil, este proceso destruye la información original de la señal, así que se debería aplicar solamente para mostrar el perfil (Sato, 2001).

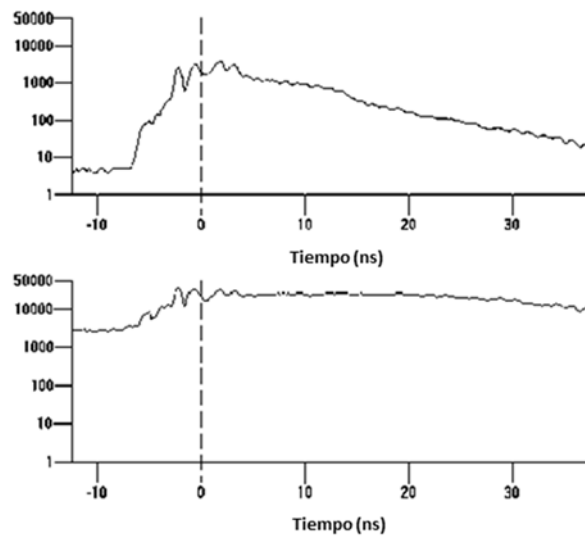


Figura 6. Gráfica de tiempo-amplitud antes (arriba) y después de la aplicación de la ganancia AGC (abajo) (Annan, 2001)

Ganancia SEC

La ganancia SEC “Spreading and Exponential Compensation” (propagación y compensación exponencial o decaimiento de energía) aplica una ganancia exponencial (aproximadamente $1/r^2$) que compensa por la propagación y atenuación del frente de onda. La amplitud se ajusta al aplicar esta ganancia corrigiendo las pérdidas por propagación esférica y la disipación exponencial de la energía; está compuesta por una ganancia lineal y una ganancia exponencial (Sensors and Software, 2006).

Este proceso actúa en cada traza de forma independiente, una curva de ganancia se aplica en todo el perfil basándose en una curva de decaimiento, la información de la verdadera amplitud se pierde. Primero se determina una curva de decaimiento para todas las trazas existentes, ya que se aplicó a cada punto de cada traza, es dividido por los valores de la curva de decaimiento. Posteriormente, se realiza la multiplicación de la curva a todos los puntos por un factor de escala.

La aplicación de la ganancia SEC mejora las amplitudes por la misma cantidad, de esta forma, la información de las diferencias relativas de las amplitudes se mantienen entre las trazas. Este paso es diferente del usado comúnmente en la ganancia AGC, la cual normaliza cada traza y no es particularmente útil para reconocer o preservar las diferentes amplitudes entre trazas (Knoph, 2009). La ganancia SEC corrige la señal de GPR por la atenuación al transcurrir el tiempo y mantiene los cambios relativos en amplitud a lo largo de los perfiles, mejora las

amplitudes de reflexiones débiles para tiempos tardíos (profundidades mayores) enfatizando en las reflexiones, mejorando su interpretación y manteniendo la intensidad de la señal.

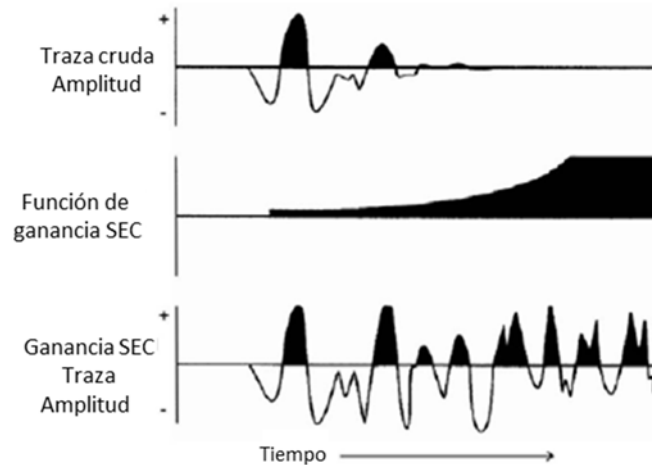


Figura 7. Traza sin ganancia (arriba), función de ganancia SEC (medio), traza con amplitudes más consistentes (abajo). (Modificado de Sensors and Software, 2006)

Resolución vertical y horizontal

La resolución vertical es proporcional a la frecuencia, si la frecuencia aumenta la resolución vertical también (Knapp, 1990) y es una función de la nitidez de la onda o el ancho del pulso, está controlada por la longitud de onda λ y ésta a su vez está regida por la frecuencia y la velocidad:

$$\lambda = \frac{v}{f} \quad (50)$$

La resolución vertical es la capacidad del sistema para diferenciar elementos independientes y distinguir señales muy cercanas en tiempo o frecuencia (Blancas Vázquez, 2000). Los sistemas de GPR están diseñados para tener anchos de banda casi iguales a la frecuencia central, así se verifica que el periodo del pulso es inversamente proporcional a la frecuencia central, debido a esto, la frecuencia y la duración del pulso son intercambiables en el sistema.

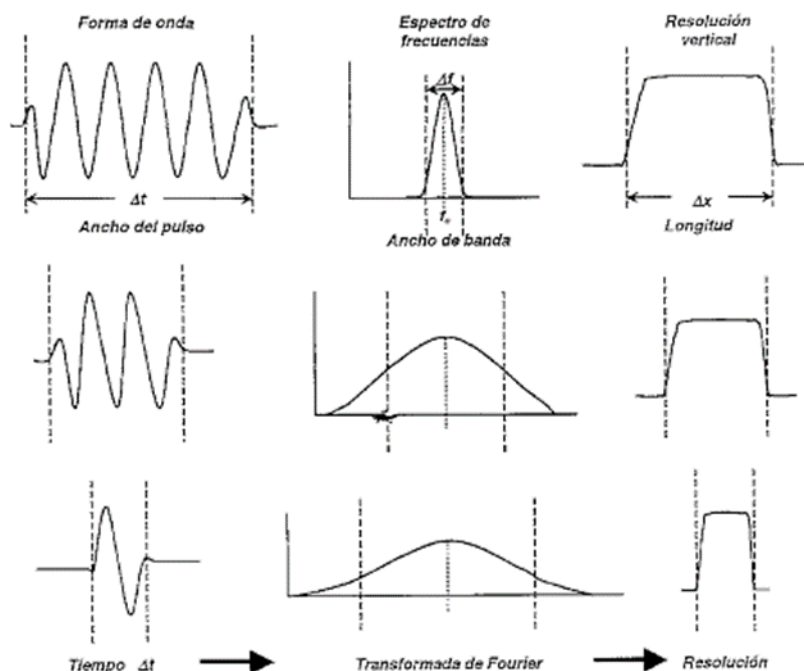


Figura 8. Relación entre el ancho del pulso, su espectro y su resolución vertical (Davis y Annan, 1983).

La figura 8 muestra que un amplio ancho de banda proporciona una mejor resolución, y aumenta a frecuencias altas y disminuye en frecuencias bajas. En un sistema de GPR, si la frecuencia disminuye la profundidad de penetración aumenta y viceversa. Cuando se requiere una penetración mayor se tiene una resolución baja y si se requiere alta resolución, la penetración es relativamente pequeña. La resolución vertical en términos de las propiedades eléctricas del medio se puede expresar como (Davis y Annan, 1989):

$$T_m = 0.5\lambda \quad (51)$$

T_m : mínimo espesor que puede ser resuelto

λ : longitud de onda

La resolución vertical en términos de k y f :

$$T_m = \frac{c}{2f\sqrt{k}} \quad (52)$$

c : velocidad de la luz en el vacío

f : frecuencia central de la señal transmitida al medio

k : constante dieléctrica del medio

En la tabla 1 se muestra el cálculo realizado de resolución vertical utilizando diferentes frecuencias y un valor determinado de la constante dieléctrica.

Frecuencia central (MHz)	Ancho del pulso (ns)	Resolución vertical (m)
2000	0.5	0.025
1500	0.66	0.033
1000	1	0.050
900	1.11	0.550
500	2	0.100
400	2.5	0.125
300	3.33	0.167
200	5	0.250
120	8.33	0.417
100	10	0.500
80	12.5	0.625
50	20	1.000
40	25	1.250
35	28.57	1.430
25	40	2.000
20	50	2.500
16	62.5	3.125
12.5	80	4.000

Tabla 1. Cálculo de resolución vertical para antenas comerciales, utilizando una constante dieléctrica de 9 (Blancas Vázquez, 2000)

La frecuencia central de retorno (la frecuencia más común detectada por la antena receptora) es por lo regular más baja que la frecuencia de la antena transmisora, esto se debe a que cualquier antena transmite en un rango de frecuencias (Conyers y Goodman, 1997) y las altas frecuencias son las que comúnmente se atenúan como ondas que se propagan a través de la tierra, resultando en longitudes de onda promedio más largas (Jol, 1995; Bano, 1996), por consecuencia, es más real estimar la resolución vertical como el centro de frecuencia de retorno.

La resolución horizontal es la capacidad que tiene el sistema para detectar un objetivo al considerar sus dimensiones laterales y su geometría, tomando en cuenta el movimiento de la antena en la superficie. Debido a que el patrón de radiación de las antenas de radar es cónico, la mayor parte de la energía reflejada se genera en el área central llamada zona de Fresnel, en la figura 9 se muestra esta zona.

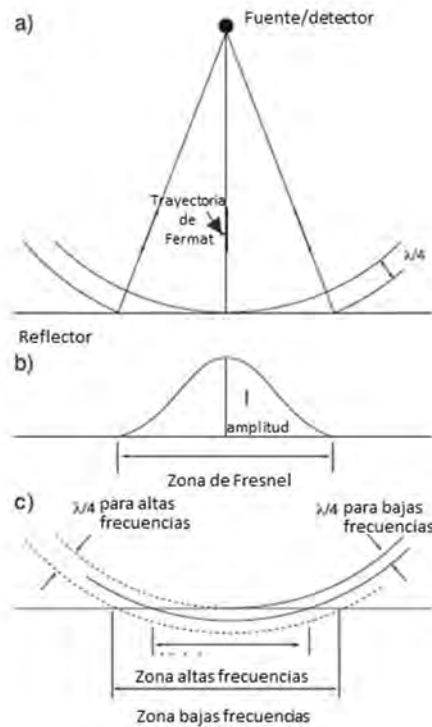


Figura 9. La resolución horizontal se determina por el ancho de la zona de Fresnel (modificado de Emery y Myers, 1996)

Para conocer la resolución, se deben de considerar los siguientes factores:

- Numero de trazas por metro
- Numero de trazas por segundo
- Profundidad y dimensiones del objetivo
- Velocidad de la antenna

Las trazas por metro se obtienen al dividir el número de trazas por segundo entre la velocidad de desplazamiento de la antenna $\frac{\text{trazas}}{\text{metro}} = \frac{\text{tr}/s}{v_s}$. El número de trazas por metro aumenta cuando la velocidad de desplazamiento disminuye. Se debe llegar a un punto medio entre la velocidad de desplazamiento y el número de trazas por segundo, en función de la resolución horizontal requerida y el tamaño del objetivo.

El reflector aparece con forma hiperbólica y la resolución de ésta depende del número de trazas (ntr), y es el resultado del producto del número de trazas por segundo (tr/s) y el tiempo de medición (t_m) (Lorenzo, 1994):

$$ntr = tr/s * t_m \quad (53)$$

El tiempo de medición es igual a dos veces la profundidad del objetivo, dividida por la velocidad de desplazamiento de la antena:

$$t_m = \frac{2h}{v_s} = \frac{2X}{v_s} \quad (54)$$

Para que se pueda resolver un objetivo adecuadamente y que la forma de la hipérbola esté bien definida, Geophysical Survey Systems, Inc. (GSSI) establece un número mínimo de 20 trazas y una fórmula para el cálculo de la velocidad máxima de desplazamiento de la antena:

$$v_s = \frac{tr/s}{20}(AW + OW) \quad (55)$$

v_s : velocidad de desplazamiento de la antena [m/s]

tr/s: trazas por segundo

AW: ancho de la antena

OW: ancho estimado del objeto [m]

El patrón de recepción de la antena es exactamente el mismo que al transmitir, y muestra el mismo grado de direccionalidad para determinadas condiciones en el suelo (Robert y Daniels, 1996). Al decrecer la resolución horizontal con la profundidad se tienen importantes implicaciones para la interpretación de los perfiles, Heinz (2000) observó que la estratificación en partes profundas están mal ilustradas comparadas con estratificaciones similares en partes someras. El tamaño de paso elegido está en función de la frecuencia de las antenas y de la naturaleza de la estructura (Neal, 2004).

Bibliografía

Annan, A.P., 2005. Ground-penetrating radar. In Near surface geophysics, Butler DK (ed). Society of exploration geophysicists: Tulsa, Investigations in Geophysics 13, 357-438.

Annan, A.P., 2002. GPR – History, trends and future developments. Subsurface sensing technologies and applications 3, 476 – 479.

Annan, A.P., 2001. Ground Penetrating Radar. Workshop notes.

Annan, A.P., 1999. Practical Processing of GPR Data. Sensors and Software, Ontario.

Annan, A.P., 1996. Transmission dispersion and GPR. JEEG 0:2, 125–136.

Annan, A.P., Davis, J.L. 1997. Ground Penetrating Radar-Coming of age at last!! Electrical and Electromagnetic Methods.

Annan, A.P., Davis, J.L., 1976. Impulse radar sounding in permafrost. Radio Sci. 11, 383–394.

Annan, A.P., Cosway, S. W., 1992. Ground penetrating radar survey design, in Proceedings of the SAGEEP, 329-350.

Annan, A.P., Davis, J.L., 1992. Design and development of a digital ground penetrating radar system. In: Pilon, J. (Ed.), Ground Penetrating Radar. Geol. Surv. Can. Pap. 90-4, 15–23.

Annan, A.P., Davis, J.L., Johnston, G.B., 1997, Maximizing 3-D GPR Image Resolution: A Simple Approach. Proceedings of the High Resolution Geophysics Workshop, University of Arizona, Tuscon, AZ, January 6-9.

Arcone S.A., 2002. Airbourne-radar stratigraphy and electrical structure of temperate firn: Bagley Ice Fiel, Alaska. Journal of Glaciology, Vol. 48, No. 161, 317-334

Arcone, S.A., Prentice, M.L., Delaney, A.J., 2002. Statigraphic profiling with ground penetrating radar in permafrost: A review of possible analogues for Mars. Journal of Geophysical Research 107, E11, article 5108.

Arcone, S.A., Lawson, D.E., Delaney, A.J., Strasserz, J.C., Strasser, J.D., 1998. Ground-penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost. *Geophysics* 63, 1573-1584.

Acorne, S.A., Lawson, D.E., Delaney, A.J., 1995. Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology* 41, 68-86.

Awangku Iswandy Awangku Serma, Setan, H., 2009. Ground Penetrating Radar (GPR) for subsurface mapping: preliminary result. *Geoinformation Science Journal* 9, 45-62.

Baker, G.S., Jordan, T.E., Pardy, J., 2007. An introduction to ground penetrating radar (GPR). The Geological Society of America. Special Paper 432.

Balanis, C.A., 1989. *Advanced Engineering Electromagnetics*, Wiley, pp 981.

Bano, M., 1996. Constant dielectric losses of ground-penetrating radar waves. *Geophys. J. Int.* 124, 279–288.

Bano, M., Pivot, F., Marthelot, J-M., 1999. Modeling and filtering of surface scattering in ground-penetrating radar waves. *First Break* 17, 215– 222.

Bano, M., Marquis, G., Nivière, B., Maurin, J.C., Cushing, M., 2000. Investigating alluvial and tectonic features with groundpenetrating radar and analyzing diffraction patterns. *J. Appl. Geophys.* 43, 33–41.

Barba, L., Blancas, J., Ortiz, A., Ligorred, J., 2009. GPR detection of karst and archaeological targets below the historical centre of Merida, Yucatán, Mexico. *Studia UBB, Geologia* 54 (2), 27-31.

Beres, M., Luetscher, M., Olivier, R. 2001. Integration of ground-penetrating radar and microgravimetric methods to map. *Journal of Applied Geophysics* 46, 249-262.

Beres, M., Haeni, F.P., 1991. Application of ground-penetrating radar methods in hydrogeologic studies. *Groundwater* 29, 375– 386.

Bernabini, M., Brizzolari, E., Orlando, L., Santellani, G., 1994. Application of ground penetrating radar on colosseum pillars. In *Proceedings of the Fifth International Conference on Ground Penetrating Radar* (Waterloo, Canada: Waterloo Centre for Groundwater Research), 547-558.

Binley, A., Winship, P., Middleton, R., Pokar, M., West, J., 2001. High-resolution characterization of vadose zone dynamics using cross-borehole radar. *Water Resour. Res.* 37, 2639– 2652.

Blancas Vázquez, J.E., 2000. Principios y aplicaciones del método de Radar de Penetración Terrestre (GPR). Tesis licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F. 199 p.

Boll, J., Van Rijn, R., Weiler, K., Ewen, J., Daliparthy, J., Hebert, S., 1996. Using ground-penetrating radar to detect layers in a sandy field soil. *Geoderma* 70, 117-132.

Boll, J., Kung, K-J.S., Ritter, W.F., Hendrickx, J.M.H., Herbert, S.J., Daliparthy, J., Tomer, M.D., Steenhuis, T.S., 1993. Detection of textural interfaces using ground-penetrating radar. Proc. Thirteenth Annual American Geophysical Union "Hydrology Days". Fort Collins, CO, March 30-April 2, 1993, pp.197-207.

Bradley, M., 1985. Practical seismic interpretation. Prentice Hall. Primera Edición. Englewood Cliffs, N.J .

Bristow C.S., 2009. Ground penetrating radar in aeolian dune sands. In *Ground penetrating radar: theory and applications*, Jol HM (ed). Elsevier: Amsterdam; 273-298.

Brosten, T., Bradford, J., McNamara, J., Gooseff, M., Zarnetske, J., Bowden, W., Johnston, M., 2009. Multi-offset GPR methods for hyporheic zone investigations. *Near Surface Geophysics*, 247-257.

Busselli, G., 1982. The effect of near-surface superparamagnetic material on electromagnetic measurements. *Geophysics*, 47, 1315-1324.

Cardimona, S.J., Clement, W.P., Kadinsky-Cade, K. 1998. Seismic reflection and ground-penetrating radar imaging of a shallow aquifer. *Geophysics* 63, 1310-1317.

Cardimona, S. Subsurface investigation using ground penetrating radar. Department of Geology and Geophysics, University of Missouri-Rolla, Rolla, MO.

Carter, R.G., 2009. Electromagnetism for electronic engineers. Ventus Publishing ApS pp. 158

Cassidy, N.J. 2009. Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis. In *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, edited by Harry M. Jol. Elsevier, Amsterdam pp. 141-176.

Cassidy, N.J. 2009b. Electrical and Magnetic Properties of Rocks, Soils and Fluids. In *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, edited by Harry M. Jol. Elsevier, Amsterdam, pp. 41-72.

Cassidy, N.J., 2008. GPR attenuation and scattering in a mature hydrocarbon spill: a modeling study, *Vadose Zone J.*, 7, 140–159.

Comas, X., Slater, L., Reeve, A., 2005. Stratigraphic controls on pool formation in a domed bog inferred from ground penetrating radar (GPR). *Journal of hydrology* 315, 40- 51.

Comas, X., Slater, L., Reeve, A., 2004. Geophysical evidence for peat basin morphology and stratigraphic controls on vegetation observed in a northern peatland. *Journal of hydrology* 295, 173-184.

Conyers, L.B., 2004. *Ground-Penetrating Radar for Archaeology*. AltaMira Press, Lanham.

Conyers, L. B., 1995. The use of ground-penetrating radar to map the buried structures and landscape of the Ceren site, El Salvador. *Geoarchaeology* 10, 275-299.

Conyers, L.B., Goodman, D., 1997. *Ground-Penetrating Radar: An Introduction for Archaeologists*. Altamira Press, London.

Conyers, L., Lucius, J., 1996. Velocity analysis in archaeological ground Penetrating Radar studies. *Archaeological Prospection* 3, 25-38

Daniels, D.J., 2004. *Ground Penetrating Radar*. 2nd Edition. London: The Institute of Electrical Engineers. United Kingdom.

Davis J.L., Annan, A.P., 1989. Ground –penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37, 531–551.

Debye, P., 1929. *Polar Molecules*, Chemical Catalog Co., New York, USA.

Díaz Molina, O., 2003. Modelación 1D directa e inversa de datos de Radar de Penetración Terrestre. Tesis Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. México, D.F.110 p.

Dojack, L., 2012. Ground Penetrating Radar Theory, Data Collection, Processing, and Interpretation: A Guide for Archaeologists.

Doolittle J.A., Collins M.E., 1995. Use of soil information to determine application of ground penetrating radar. *Journal of applied geophysics* 33, 101-108.

Doolittle, J.A., Collins, M. E., 1988. A comparison of EM induction and GPR methods in areas of karst. *Geoderma* 85, 83-102.

Duke, S., 1990. Calibration of ground penetrating radar and calculation of attenuation and dielectric permittivity versus depth. Golden, Colorado: Colorado School of Mines M.S. Thesis T -3920, Department of Geophysics.

Emery, D., Myers, K.J. (Eds.), 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford.

Engheta, N., Papas, C.H., Elachi, C., 1982. Radiation patterns of interfacial dipole antennas. *Radio Sci.* 17, 1557– 1566.

ERA Technology, 1996. *SPRscan - producing results*. EBA Technology, Surrey KT22 7SA, England.

Fisher, E., McMechan, G.A., Annan, A.P., 1992. Acquisition and processing of wide-aperture ground-penetrating radar. *Geophysics* 57, 495–504.

Fisher, E., McMechan, G.A., Annan, A.P., Cosway, S.W., 1992a. Examples of reverse-time migration of single-channel, groundpenetrating radar profiles. *Geophysics* 57, 577– 586.

Forte, E., Dossi, M., Pipan, M., Colucci, R.R., 2014. Velocity analysis from common offset GPR data inversión: theory and application to synthetic and real data. *Geophysical Journal International*

Fruhwith, R.K., Müller, R.E., Schmöller, R., 1994. Resampling in the frequency domain, a method for interpolation of time series. *Proceedings of the 5th International Conference on Ground Penetrating Radar, Canada*, pp. 677-687.

Geophysical Survey Systems, 1996. Radan for Windows Version 3.1 Manual MN43-116. Geophysical Survey Systems, North Salem.

Grasmueck, M., 1994. Application of seismic processing techniques to discontinuity mapping with ground-penetrating radar in crystalline rock of the

Gotthard Massif, Switzerland. In Proceedings of the Fifth International Conference on. Ground Penetrating Radar (Waterloo, Canada: Waterloo Centre for Groundwater Research), 1135-1139.

Greaves, R.J., Lesmes, D.P., Lee, J.M., Toksoz, M.N., 1996. Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground-penetrating radar. Geophysics 61, 683– 695.

Gruber, S., Ludwig, F., 1996. Application of Ground Penetrating Radar in glaciology and permafrost.

Goodman, D., 1994. Ground-Penetrating Radar Simulation in Engineering and Archaeology. Geophysics 59, 224-232.

GSSI, 2015. RADANTM, <http://www.geophysical.com/software.htm>, Geophysical Survey Systems, Nashua, NH, USA.

Hammon III, W.S., Zeng, X., Corbeanu, R.M., McMechan, G.A., 2002. Estimation of the spatial distribution of fluid permeability from surface and tomographic GPR data and core, with a 2-D example from the Ferron Sandstone, Utah. Geophysics 67, 1505–1515.

Hausmann, H., Krainer, K. GPR Ground Penetrating Radar". PermaNET – Guide lines for monitoring. <http://www.permanet-alpinespace.eu/>, Kardaun (BZ) Italy.

Heinz, J., Aigner, T., 2003. Three-dimensional GPR analysis of various Quaternary gravel-bed braided river deposits (southwestern Germany). In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.), Ground Penetrating Radar in Sediments. Geol. Soc. London Spec. Publ. 211, 99–110.

Holden, J., Burt, T. P., Vilas, M., 2002. Application of ground-penetrating radar to the identification of subsurface piping in blanket peat. Earth surface processes and landforms 27, 235-249.

Hruska, J., Cermák, J., Sustek, S., 1999. Mapping tree root systems with ground penetrating radar. *Tree physiology* 19, 125-130.

Huisman, J., Hubbard, S., Redman, J., Annan, A.P., 2003. Measuring Soil Water Content with Ground Penetrating Radar: A Review. *Vadose Zone Journal* 2, 476–491.

Hurtado Artunduaga, A.D., 2002. Modelo estructural de la Cuenca Wagner en el Golfo de California basado en sísmica de reflexión multicanal. Tesis Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F. 95 p.

Jol, H.M. (ed.), 2009. *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Elsevier Science, pp 524.

Jol, H.M., 1995. Ground penetrating radar antennae frequencies and transmitter powers compared for penetration depth, resolution and reflection continuity. *Geophys. Prospect.* 43, 693– 709.

Jol H.M., Bristow C.S., 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. *GPR in Sediments*, Geological Society of London, Special Publication 211, 9–27.

Jol, H., Smith, D., 1992. *Ground Penetrating Radar: Recent Results*. Dept. of Geography, The University of Calgary.

Jol, H.M., Smith, D.G., 1991. Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas. *Canadian journal of earth sciences* 28, 1939-1947

Kaatze, U., 2000. Hydrogen network fluctuations and the microwave dielectric properties of liquid water. *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, Vol. 1, No.4, pp. 377-391.

Knapp, R.W., 1990. Vertical resolution of thick beds, thin beds and thin-bed cyclothems. *Geophysics* 55, 1183– 1190.

Knoph, K.M., 2009. Ground-penetrating radar imaging of depositional and diagenetic features in an Upper Miocene carbonate reservoir analog, SE Spain. Thesis Master of Science. B.S., Lake Superior State University. pp 109.

Kung, K-J.S., Donohue, S.V., 1991. Improved solute-sampling protocol in a sandy vadose zone using ground-penetrating radar. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 1543-1545.

Lehmann, F., Green, A.G., 2000. Topographic migration of georadar data: implications for acquisition and processing. *Geophysics* 65, 836– 848.

Lehmann, F., Boerner, D.E., Holliger, K., Green, A.G., 2000. Multicomponent georadar data: some important implications for data acquisition and processing. *Geophysics* 65, 1542– 1552.

Leucci G., 2008. Ground penetrating radar: the electromagnetic signal attenuation and maximum penetration depth. *Scholarly Research Exchange: Volume 2008*. Article ID 926091. doi:10.3814/2008/926091.

Leucci, G., Ground Penetrating Radar: A useful tool for shallow subsurface stratigraphy. National Council of Research-(CNR-IBAM).

Lorenzo, E.C., 1994. Prospección geofísica de alta resolución mediante Geo-Radar. Aplicación a obras civiles. Tesis Doctorado. Universidad Complutense de Madrid.

Lunt, I., Hubbard, S., Rubin, Y., 2005. Soil moisture content estimation using ground-penetrating radar reflection data. *Journal of Hydrology* 307, 254-269.

Maijala, P., 1992. Application of some seismic data processing methods to ground penetrating radar data. In: Hänninen, P., Autio, S. (Eds.), *Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar*. *Geol. Surv. Finland Spec. Pap.* 16, 103– 110.

Malå GeoScience, 1995. RAMAC-GPR - Operating Manual. Malå GeoScience, Skolgatan 11, 93070 Malå, Sweden.

Martin-Gutiérrez, J., 2004. Análisis del subsuelo utilizando técnicas geofísicas. Sistema georadar RAMAC/GPR. Congreso Nacional de Topografía y Cartografía.

Mellet, J.S., 1995. Ground penetrating radar applications in engineering, environmental management, and geology. *Journal of applied geophysics* 33, 157-166.

Møller, I., Jørgensen, F., 2006. Combined GPR and DC-resistivity imaging in hydrogeological mapping. In *proceedings of 11th International Conference on Ground Penetrating Radar*, June 19–22, 2006, Columbus Ohio, USA, pp 5.

Møller, I., Vosgerau, H., 2006. Testing ground penetrating radar for resolving facies

architecture changes – a radar stratigraphic and sedimentological analysis along a 30 km profile on the Karup Outwash Plain, Denmark. *Near Surface Geophysics* 4, 57–68.

Nabighian, M.N., 1987. *Electromagnetic Methods in applied geophysics. Vol.1: Theory (Investigations in Geophysics No. 3)*. Society of Exploration Geophysicists. USA. 528 p.

Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth Science Reviews*. 66, 261-330.

Neal, A., Roberts, C.L., 2000. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments. In: Pye, K., Allen, J.R.L. (Eds.), *Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 175, 139– 171.

Olhoeft, G.R., 1999. Applications and frustrations in using ground penetrating radar. *Proceedings Ultra Wideband Conference, Washington DC, 20–22 September 1999*.

Olhoeft, G.R., 2000. Maximising the information return from ground penetrating radar. *J. Appl. Geophys.* 43, 175– 187.

Oluwatosin, C., 2010. *Ground Penetrating Radar imaging of ancient clastic deposits: a tool for three-dimensional*. Geology Department. University of Toronto.

Orellana, E., 1974. *Prospección geoelectrica por campos variables*. Editorial PARAINFO. Madrid. Orellana, E., 1972. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Editorial PARAINFO. Madrid.

Parasnis, D.S., 1996. *Principles of Applied Geophysics*. Quinta edición. Ed. Chapman & Hall. Great Britain. 456 p.

Parry, L., West, L., Holden, J., Chapman, P., 2014. Evaluating approaches for estimating peat depth. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*.

Pérez García, L., 2010. *Caracterización de fallas someras en la ciudad de Aguascalientes a través de radar de penetración terrestre*. Tesis Licenciatura. UNAM. Mexico D.F. 117 p.

Powers, M.H., 1995. Dispersive ground penetrating radar modeling in 2D. Golden, Colorado: Colorado School of Mines Ph.D. Dissertation T-4820, Department of Geophysics.

Reppert, P., Morgan, F., Nafi Toksöz, M., 2000. Dielectric constant determination using ground-penetrating radar reflection coefficients. *Journal of Applied Geophysics* 43, 189–197.

Reynolds, J.M., 1997. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, Chichester.

Rivera Ríos, A.M., 2008. Un algoritmo de transformada Hough para el análisis de radargramas. Tesis Maestría. UNAM. México, D.F. 116 p.

Roberts, R.L., Daniels, J.J., 1996. Analysis of GPR polarization phenomena. *J. Environ. Eng. Geophys.* 1, 139– 157.

Robinson, E.S., Çoruh, C., 1988. *Basic Exploration Geophysics*. Wiley, Chichester.

Robinson M., Bristow, C., McKinley, J., Ruffell, A., 2013. *Ground Penetrating Radar. Geomorphological Techniques, Part 1, Sec. 5.5*.

Sandmeier, K.J., 2011. REFLEXW Version 6.0. Alemania.

Sato, M., 2001. *Fundamentals of GPR data interpretation*. Tohoku University.

Sensors & Software, 1998. *Technical Manual 29: PulseEKKO Tools. User's Guide v2.0*. Sensors and Software, Ontario.

Sensors & Software, 1999a. *Ground Penetrating Radar Survey Design*. Sensors & Software, Mississauga.

Sensors & Software, 1999b. *Velocity Analysis*. Sensors & Software, Mississauga

Sensors & Software, 2003. *EKKO_View Enhanced & EKKO_View Deluxe User's Guide*. Sensors & Software, Mississauga.

Sensors & Software, 2006, *pulseEKKO PRO, User's Guide: Mississauga Ontario*, Sensors and Software Inc., 161 p.

Sheriff, R.E., 1977. Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy -Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Mem. 16, 3– 14.

Sheriff, R.E., Geldart, L.P., 1995. *Exploration Seismology*. Segunda edición. Cambridge University Press.

Slater, L., Parsekian, A., Ntarlagiannis, D., Nolan, J., 2010. Experimental subtask: geophysical characterization of peat depths and variations in peat stratigraphy across the Marcell Experimental Forest, MN. Department of Earth & Environmental Sciences, Rutgers-University, Newark, NJ.

Stein, S., Wysession, M., *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing Ltd. UK.

Sun, J., Young, R.A., 1995. Recognising surface scattering in ground-penetrating radar data. *Geophysics* 60, 1378– 1385.

Szymczyk, M., Szymczyk, P., 2014. Preprocessing of GPR data. AGH University of Science and Technology, Kraków, Poland. *Image Processing & Communication*, vol. 18, no. 2-3, pp.83-90

Tillard, S., Dubois, J.-C., 1995. Analysis of GPR data: wave propagation velocity determination. *J. Appl. Geophys.* 33, 77– 91.

Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.* 16, 574– 582

Tronicke, J., Dietrich, P., Wahlig, U., Appel, E., 2002a. Integrated surface georadar and crosshole radar tomography: a validation experiment in braided stream deposits. *Geophysics* 67, 1516– 1523.

Ulaby, F.T., Moore, R.K., Fung, A.K., 1981. *Microwave Remote Sensing: Fundamentals and Radiometry*. Reading, Massachusetts: Addison-Wesley.

van der Kruk, J., Slob, E.C., 2000. The influence of soil on reflections from above surface objects in GPR data. In: Noon, D.A., Stickley, G.F., Longstaff, D. (Eds.), *Proceedings of the Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar*. SPIE, Billingham, vol. 4084, pp. 453– 458.

van Kempen, L., Sahli, H., 1999. Ground penetrating radar data processing: a selective survey of the state of the art literature. Vrije Universiteit Brussel- Faculty of Applied Sciences. ETRO Dept. IRIS Research group.

van Overmeeren, R.A., 1997. Imaging groundwater 'steps' in push moraines by georadar. In: McCann, D.M., Eddleston, M., Fenning, P.J., Reeves, G.M. (Eds.), Modern Geophysics in Engineering Geology. Geol. Soc. Eng. Geol. Spec. Publ. 12, 63– 73.

Von Hippel, A.R., 1954. Dielectrics and Waves. Second edition. Artech House, Boston, USA.

Villanueva Inchaurregui, Z.C. 2006. Uso del Radar de Penetración Terrestre en la determinación de espesores y estratigrafía volcánica. Tesis Licenciatura. UNAM. México, D.F. 114 p.

Villela y Mendoza, A., 2013. Análisis y aplicación de las propiedades de polarización de la señal del georadar. Tesis Doctorado. CICESE. Ensenada, Baja California. México. 148 p.

Ward, S.H., Hohmann, G.W. Electromagnetic Theory for Geophysical applications. Section 1. Fundamental Electromagnetism. Cap. 4pp. 131-150.

Woodward, J., Ashworth, P.J., Best, J.L., Sambrook Smith, G.H., Simpson, C.J., 2003. The use and application of GPR in sandy fluvial environments: methodological considerations. In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.), Ground Penetrating Radar in Sediments. Geol. Soc. London Spec. Publ. 211, 127–142.

Yelf, R. J., 2007. Application of Ground Penetrating Radar to Civil and Geotechnical Engineering. Electromagnetic Phenomena 7, N° 1, 18

Yilmaz, O., 1987. Seismic data processing. Society of Exploration Geophysics 2. Tulsa.