



**MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS A LA CARACTERIZACIÓN DE SUELOS:  
ESTADO DEL ARTE**

**JOSÉ DAVID JAIMES VILLAMIZAR**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE FÍSICOMECÁNICAS  
ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL  
BUCARAMANGA  
2011**



**MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS A LA CARACTERIZACIÓN DE SUELOS:  
ESTADO DEL ARTE**

**JOSÉ DAVID JAIMES VILLAMIZAR**

**Proyecto de grado presentado para optar por el título de  
Ingeniero Civil**

**Director  
HEBENLY CELIS LEGUIZAMO  
Ingeniera Civil Msc.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE FÍSICOMECÁNICAS  
ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL  
BUCARAMANGA  
2011**



*Cumplida una meta revisamos todo lo bueno y malo que pasamos para llegar a ella y es ahí donde recordamos a todas esas personas que con su apoyo incondicional recorrieron el camino y hoy celebran conmigo este gran triunfo.*

*Agradezco a Dios, él es el motor que guía mi vida, a mi papá Jose David Jaimes viejito lo logre lástima que no estés aquí para celebrar conmigo pero sé que desde la eternidad me sigues apoyando, a mi mami Rosalba Villamizar todo te lo debo a ti este logro es tuyo, a mis hermanos Martin y Carlos gracias ustedes nunca me abandonaron en este largo camino, a mi abuelita Horacia, mis tías Imelda y Carmenza, sus consejos fueron luz en los momentos de oscuridad.*

**JOSÉ DAVID JAIMES VILLAMIZAR**



## AGRADECIMIENTOS

El autor expresa sus agradecimientos a:

Mi querida UIS, a la escuela de Ingeniería Civil y a todos sus profesores por brindarme los conocimientos que permitieron llegar a feliz término mi vida universitaria.

Mi directora de proyecto Hebenly Celis Leguizamo, gracias profe por su gran apoyo, consejos y orientación.

Grupo de petrosísmica (Jenny, Laurita, Diana, Tatiana y Oscar) por permitirme conocer el gran mundo de la geofísica y por solucionar todas las dudas que a diario se me presentaban.

Mis compañeros UIS, por compartir buenos y malos ratos, días y noches de trabajo no tengo como pagarles gracias Ingenieros.



## CONTENIDO

	pág.
INTRODUCCIÓN	15
1. OBJETIVOS	17
1.1 OBJETIVO GENERAL	17
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	17
2. DINÁMICA DE SUELOS	18
2.1 DEGRADACIÓN DE RIGIDEZ Y DISIPACIÓN DE ENERGÍA	19
2.2 VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE ( $V_s$ )	21
2.3 PARÁMETROS DINÁMICOS DEL SUBSUELO	22
2.3.1 Módulo de incompresibilidad $K$	24
2.3.2 Módulo de Young ( $E$ )	24
2.3.3 Módulo de cizalla ( $G$ )	24
2.3.4 Coeficiente de Poisson ( $\nu$ )	25
2.3.5 Capacidad de Carga	25
2.3.6 Ensayos de caracterización dinámica	26
3. GEOFÍSICA	27
3.1 DIVISIÓN DE LA GEOFÍSICA	27
3.2 PROSPECCIÓN GEOFÍSICA	28
3.3 ONDAS SÍSMICAS	29
3.3.1 Elementos de una onda	29
3.3.1 Tipos de ondas sísmicas	30
3.3.2 Dispersión de ondas Rayleigh	34
3.3.3 Fuentes primarias de ondas sísmicas	35
3.4 VELOCIDAD SÍSMICA	36
3.5 PRINCIPIOS Y LEYES QUE RIGEN LAS ONDAS	38
3.5.1 Principio de Huygens	38



3.5.2 Principio de Fermat	38
3.5.3 Ley de Snell	38
4. MÉTODOS GEOFÍSICOS	41
4.1 MÉTODOS SÍSMICOS	41
4.1.1 Sísmica de Refracción	42
4.1.1.1 Generación de ondas sísmicas para sísmica de refracción	43
4.1.1.2 Detección de los movimientos del terreno	43
4.1.2 Sísmica de reflexión	46
4.2 ENSAYO CROSS- HOLE	48
4.3 ENSAYO DOWN – HOLE (UP- HOLE)	49
4.4 MÉTODOS SÍSMICOS EMPLEANDO ONDAS SUPERFICIALES	50
4.4.1 Método Steady State Rayleigh	52
4.4.2 Método SASW	55
4.4.3 Método REMI (Refraction Microtremor)	66
4.4.4 Aplicaciones de los metodos de Ondas superficiales a la caracterización de suelos	74
5. GRAVIMETRÍA	77
5.1 PRINCIPIO DEL MÉTODO	78
5.2 ADQUISICIÓN	79
5.3 PROCESAMIENTO DE INFORMACIÓN	79
5.3.1 Correcciones temporales	79
5.3.2 Compensación por el método de polígonos	80
5.3.3 Correcciones espaciales	80
5.3.4 Isostasia	81
5.3.4.1 Anomalías Isostáticas	82
5.4 APLICACIONES	83
6. SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES	84
6.1 ESQUEMA ELÉCTRICO	85



61.1 Configuración Schlumberger	86
6.1.2 Configuración Wenner	86
6.1.3 Configuración dipolo – dipolo	86
6.1.4 Configuración Polo-Polo	86
6.2 APLICACIONES DE LOS SEV	87
7. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA	89
7.1 PSEUDO SECCIÓN DE RESISTIVIDAD APARENTE	91
7.2 INVERSIÓN DE PSEUDO-SECCIONES	92
7.3 ESCALA LOGARITMICA DE COLORES	93
8. OTROS MÉTODOS GEOFÍSICOS	94
8.1 TOMOGRAFÍA SÍSMICA CROSS HOLE	94
8.2 VLF (Very low frequency)	95
8.3 ACUSTIC TELEVIEWER	95
9. RESUMEN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS Y GEOTÉCNICOS	97
9.1 MÉTODOS GEOTÉCNICOS	97
9.1.1 Sondeos Mecánicos	97
9.1.2. Ensayos de Laboratorio	98
9.2 MÉTODOS GEOFISICOS	101
CONCLUSIONES	105
BIBLIOGRAFÍA	107



## LISTA DE TABLAS

	pág.
Tabla 1. Velocidades de Onda Asociadas a los diferentes tipos de Suelos	22
Tabla 2. Clasificación de las fuentes de ondas sísmicas	36
Tabla 3. Parámetros que afectan la velocidad sísmica	37
Tabla 4. Clasificación de suelos según IBC	76
Tabla 5. Resumen métodos geofísicos	101
Tabla 6. Ventajas y desventajas de los métodos Geofísicos y Geotécnicos	105

## LISTA DE FIGURAS

	pág.
Figura 1. Coeficiente de Poisson para distintas rocas	25
Figura 2. Aplicación de diferentes métodos geofísicos	29
Figura 3. Elementos de una onda	30
Figura 4. Modelo de Propagación de ondas P (A) y Ondas S (B)	32
Figura 5. Modelo de Propagación de ondas Love y Rayleigh	34
Figura 6. Dispersión en la transmisión de las ondas Rayleigh	35
Figura 7. Ley de Snell	39
Figura 8. Ley de Snell	39
Figura 9. Angulo critico de Refracción	40
Figura 10. Registro de sismograma	44
Figura 11. Sísmica de reflexión	47
Figura 12. Traza sísmica	48
Figura 13. Esquema Cross- Hole	49
Figura 14. Esquema Down – Hole	50
Figura 15. Método Steady State Rayleigh	53
Figura 16. Curvas de dispersión	54
Figura 17. Configuración con eje de simetría	56
Figura 18. Configuración con fuente común	57
Figura 19. Parametros espectrales	61
Figura 20. Registro en el tiempo (Saluggia, Italia)	62
Figura 21. Curva de dispersión (Saluggia, Italia)	63
Figura 22. Iteraciones en el proceso de inversión	65
Figura 23. Curva de dispersión solución	65
Figura 24. Distribución de velocidades , capa de 7 metros sobre semi- espacio	66

Figura 25. Instrumentación y geófonos de 4,5 Hz sobre placa metálica para aplicación urbana	68
Figura 26. Procesamiento de los registros en el método ReMi	669
Figura 27. Análisis espectral de las ondas dispersivas	73
Figura 28. Software de procesamiento ReMi para sismica de Microtremores	74
Figura 29. Gravimetría	78
Figura 30. Isostasia	82
Figura 31. Esquema de arreglo tetraelectrico para SEV	84
Figura 32. Esquemas para configuraciones de adquisición de SEV	87
Figura 33. Ejemplo de tomografía eléctrica	90
Figura 34. Esquema de ERT	90
Figura 35. Adquisición de ERT dipolo-dipolo	91
Figura 36. Pseudo- Secciones	92
Figura 37. Imagen de resistividad verdadera	93
Figura 38. Escala Logaritmica de colores usados en la interpretación de resistividad	93
Figura 39. Raypath que define las distintas combinaciones fuente-receptor	94
Figura 40. Grafica de señales VLF en la zona del Arroyo Valparaíso	95
Figura 41. Registro realizado con Televieww	96



## RESUMEN

**TITULO:** MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS A LA CARACTERIZACIÓN DE SUELOS; ESTADO DEL ARTE\*

**AUTOR:** JAIMES VILLAMIZAR, José David\*\*

**PALABRAS CLAVES:** Geofísica, Sísmica, Ondas, Caracterización de Suelos.

### DESCRIPCIÓN:

En los diferentes proyectos de Ingeniería Civil la correcta o incorrecta identificación de los suelos sobre los cuales se va a trabajar determina el éxito o fracaso del mismo, por ello se torna fundamental escoger el correcto método que incluya la buena caracterización, abarque el objetivo deseado y sea sostenible desde el punto de vista económico.

Es así que en la actualidad se cuenta en el mercado con diferentes métodos que dan solución a la problemática antes señalada. Estos métodos van desde los mecánicos hasta los geofísicos cada uno de ellos con sus ventajas y desventajas, es por ello que se decide realizar el presente trabajo en el cual se muestra desde el punto de vista teórico los métodos geofísicos empleados para caracterizar los suelos y da herramientas y bases para futuras investigaciones que incluyan adquisición de datos y tratamiento de información que permita de manera más clara identificar las fortalezas y trabajar sobre las debilidades que presentan los métodos ya que en la actualidad ellos son ampliamente usados en la industria del petróleo pero en aplicaciones de la ingeniería civil son poco conocidos y utilizados ; los métodos mecánicos tradicionalmente empleados no son descritos a profundidad ya que son ampliamente conocidos en los estudios de suelos.

---

\* Proyecto de grado.

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-Mecánica. Escuela de Ingeniería Civil. Directora Ing.Msc. Hebenly Celis Leguizamó



## SUMMARY

**TITLE:** GEOPHYSICAL METHODS APPLIED TO THE CHARACTERIZATION OF SOILS; STATE OF THE ART\*

**AUTHOR:** JAIMES VILLAMIZAR, José David\*\*

**KEYWORDS:** Geophysics, Seismic Waves, Soil Characterization.

### DESCRIPTION:

In the various civil engineering projects the correct or incorrect identification of the soil on which work is to determine the success or failure of it, thus becomes fundamental right to choose the method that takes the good characterization, covering the desired goal and is sustainable from the economic point of view.

Thus, at present there are in the market with different methods that provide solutions to the problems mentioned above. These range from mechanics to geophysical each with its advantages and disadvantages, that is why you choose to make this work in which is shown from the theoretical geophysical methods used to characterize the soil and gives tools and databases for future research involving data acquisition and processing of information to more clearly identify the strengths and weaknesses to work on presenting the methods and at present they are widely used in the oil industry but in applications civil engineering are not well known and used, traditionally employed mechanical methods are not described in depth as they are widely known in soil studies.

---

\* Project grade

\*\* Faculty of Engineering Physics and Mechanics. School of Civil Engineering. Director Ing.Msc. Celis Leguizamo Hebenly



## INTRODUCCIÓN

La acción antrópica, en un entorno geográfico concreto, altera las condiciones del medio natural al realizarse excavaciones, explanaciones, aplicaciones de carga al terreno, etc. La respuesta del terreno frente a estas alteraciones depende de la constitución y características del mismo; por lo tanto es compleja, dependiendo del material o materiales preexistentes en la zona y del tipo de acciones a que se le someta. La caracterización de sitio previa la construcción de una edificación presenta un rol fundamental en la optimización de la ingeniería tanto en términos de costos como en la prevención de los riesgos asociados a las características del sitio.

En el área de la geotecnia se han empleado diversos métodos para la caracterización de suelos recurriendo a pruebas *in situ* o en campo; entre las más conocidas están, los de laboratorio (Triaxial cíclico, Columna Resonante RC), los *in-situ* (Down hole, Cross hole, Prueba de Penetración del Cono Sísmico SCPT) y los Empíricos (Prueba de Penetración Estándar SPT, Prueba de Penetración del Cono CPT).

La principal desventaja de los métodos mencionados, es la invasión al suelo mediante perforaciones, pues éstas aumentan el costo total del estudio, son dispendiosas en presencia de materiales granulares (profundidad de exploración limitada) y la información solo se puede conocer en sitios puntuales, obligando a la interpolación entre puntos de exploración (pérdida de información).



Adicionalmente para el caso de los métodos de laboratorio, se requiere la recuperación de muestras, que son llevadas a las instalaciones para practicarles los procedimientos requeridos; esto implica manipulación y alteración de las condiciones naturales del suelo.

Los métodos geofísicos se plantean como solución a las problemáticas que generan los métodos tradicionales ya que son técnicas no destructivas y de investigación extensiva; se dividen según el parámetro físico investigado: gravimetría (densidad), magnético (susceptibilidad magnética), eléctricos (resistividad), sísmicos (velocidad de propagación de las ondas sísmicas), radioactivos (niveles de radiación natural o inducida), electromagnéticos (conductividad eléctrica y permeabilidad magnética).



## 1. OBJETIVOS

### 1.1 OBJETIVO GENERAL

Identificar y analizar los diferentes métodos geofísicos utilizados para la caracterización de suelos.

### 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analizar los métodos y técnicas usados más frecuentemente en la geofísica aplicada a caracterización de suelos.
- Estudiar conceptos básicos sobre sísmica de dispersión empleados para la caracterización de suelos.
- Comparar los diferentes métodos geofísicos entre si y contrastarlos con los métodos geotécnicos.

## 2. DINÁMICA DE SUELOS

La caracterización de sitio previa a la construcción de una edificación presenta un rol fundamental en la optimización de la ingeniería tanto en términos de costos como en la prevención de los riesgos asociados a las evaluaciones del sitio, por esta razón desde el inicio de la mecánica de suelos se optó por evaluar las propiedades que tienen mayor participación en el comportamiento de los suelos. Dependiendo del problema a solucionar los ensayos para caracterización son orientados a bajas deformaciones (se estudian los efectos de propagación de onda o transmisión de esfuerzos) y de altas deformaciones (se estudian estados de falla o estudios de estabilidad de masas de suelo), investigando los módulos de cortante ( $G$ ) y la razón de amortiguamiento ( $D$ ).

El módulo de cortante corresponde a la resistencia de éste ante el desarrollo de deformaciones por corte; la razón de amortiguamiento está asociada a las características disipativas que presenta el suelo por sollicitaciones cíclicas. Los dos parámetros pueden ser determinados en laboratorio a través de ensayos como el ensayo cíclico, pero poder estimar estos parámetros en el sitio es más ventajoso ya que evita los problemas asociados al muestreo.

En el área de la geotecnia se han empleado diversos métodos para la caracterización de sitio que permiten obtener parámetros del subsuelo, como son los espesores de las capas superficiales y la velocidad de onda  $S$ , estos métodos han aumentado por el desarrollo de tecnologías como el uso de arreglos multisensoriales, algoritmos de inversión y métodos que manejan modos múltiples de propagación de ondas Rayleigh.

La importancia de los métodos radica en la capacidad para obtener información sobre las propiedades elásticas del terreno bajo capas más rígidas. Frente a otros métodos que tienen esta capacidad tales como el Cross hole y down hole, tienen la ventaja de no necesitar la perforación de sondeos para llevar a cabo el ensayo. Los métodos de ondas superficiales pueden ser clasificados de acuerdo al tipo de fuente que los genera como activos, pasivos o combinación de ambos, el método activo incluye los métodos de análisis espectral de onda superficial SASW, y de análisis Multicanal de onda superficial MASW, en las fuentes pasivas se encuentran los métodos de microtremores y en las fuentes combinadas el denominado Refraction Microtremor (ReMi).

El fundamento teórico de los anteriores métodos se basa en las propiedades dispersivas de las ondas Rayleigh, esto es, cada componente frecuencial de onda viaja a una velocidad diferente (velocidad de fase) que depende de las propiedades del suelo principalmente de la rigidez.

Las ventajas de usar métodos geotécnicos (con ondas Rayleigh) son:

- La caracterización se hace sin perturbar el suelo, ensayos no destructivos.
- Buenas resoluciones en los datos obtenidos en campo.
- Mayores espacios de terreno estudiados.
- Costos bajos, en comparación de métodos que exigen transporte de instrumentos pesados.

## **2.1 DEGRADACIÓN DE RIGIDEZ Y DISIPACIÓN DE ENERGÍA**

El suelo no responde linealmente, la rigidez es función del nivel de deformaciones, y la capacidad de disipar energía aumenta a medida que aumenta el nivel de

deformaciones. Tanto la degradación como la disipación de energía dependen, al igual que las deformaciones umbrales, de la tensión media de confinamiento y plasticidad del suelo.

Otros factores que afectan la degradación de la rigidez y la disipación de la energía son la densidad, la historia tensional del depósito de suelo y la velocidad de carga.

Algunos trabajos referentes a la degradación de la rigidez y la disipación de energía<sup>1</sup> han mostrado que:

- Un aumento en el índice de vacíos disminuye la rigidez y aumenta la disipación de energía.
- Suelos arcillosos presentan un aumento de  $\gamma_{dv}$  con el incremento de la tasa de deformación.
- La rigidez no es afectada por la tasa de deformación en suelos de baja plasticidad, en el rango de muy bajas deformaciones. Sin embargo, suelos plásticos presentan un aumento de la rigidez a muy pequeñas deformaciones con el incremento de la tasa de deformación.

Con relación a la disipación de energía, se ha determinado que la frecuencia de la sollicitación aplicada controla éste fenómeno, definiéndose bandas de frecuencia para las cuales la disipación de energía es constante, y otras bandas donde es

---

<sup>1</sup> HARDIN, B. O. and DMEVICH, V.P. Shear modulus and damping in soils; measurement and parameter effect. ASCE Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 98 (SM6): 603-624.

DOBRY, R., and VUCETIC, M. "Dynamic Properties and Seismic Response of Soft Clay Deposits," Proceedings, International Symposium on Geotechnical Engineering of Soft Soils, Mexico City, Published by Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, A.C., Vol. 2, 1987. pp. 49-85. Jamiolkowski 1994; 1991; Shibuya, 1995; Malagnini, 1996

variable. Para frecuencias en el amplio rango de 0,001-100 Hz, se ha determinado que la disipación de energía es independiente de la frecuencia.<sup>2</sup>

Otro parámetro que controla el comportamiento dinámico de un suelo está definido por la duración de la sollicitación cíclica, que en un ensayo cíclico está caracterizado por el número de ciclos de carga. En suelos arcillosos y arenas secas, en el rango de muy pequeñas deformaciones, el efecto del número de ciclos es despreciable en la evolución de la rigidez y disipación de energía, siendo más importante para deformaciones mayores.

En general, para un nivel medio de deformaciones, cuando la degradación y disipación se hacen evidentes, ante un aumento en el número de ciclos la carga de la rigidez aumenta.

## **2.2 VELOCIDAD DE ONDA DE CORTE (VS)**

Para la caracterización de suelos desde el punto de vista sísmico es importante conocer los perfiles de velocidad  $V_s$ , de las capas de subsuelo que subyacen el terreno, hasta una profundidad de al menos 30 metros; el perfil de velocidades en los primeros 30 metros de profundidad resulta necesario para:

- Evaluar la respuesta sísmica del terreno donde se va a realizar una construcción.
- Evaluar potenciales de licuación de suelos en un terreno (cuando se encuentren arenas).
- Evaluar la transmisión de vibraciones generadas por explosiones, máquinas u otros elementos en superficie o profundidad.

---

<sup>2</sup> OCHOA CORNEJO, Felipe Agustín. Caracterización Geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh. Chile. 2004.

- Utilizando el perfil de velocidad de onda de corte  $V_s$ , en los primeros 30 metros de profundidad es posible determinar una velocidad equivalente  $V_{s30}$  pudiéndose caracterizar el terreno de manera global.

Las velocidades de onda de corte asociadas a los diferentes tipos de Suelos son las siguientes:

Tabla 1. Velocidades de Onda Asociadas a los diferentes tipos de Suelos

Tipo de Suelo	$V_s$ (m/s)
Roca	$V_s > 1000$
Grava	$V_s > 700$
Arena Densa	$700 > V_s > 500$
Arena Suelta	$500 > V_s > 400$
Suelo Fino Consistente	$400 > V_s > 200$
Suelo Fino Blando	$200 > V_s > 80$

Fuente: OCHOA, Felipe. 1991

### 2.3 PARÁMETROS DINÁMICOS DEL SUBSUELO

Las constantes elásticas, conocidas también como módulos elásticos, juegan un papel fundamental a la hora de caracterizar los suelos.

Estas constantes son importantes en la sismología debido a que la velocidad de las ondas sísmicas depende de las mismas y de la densidad de la roca. Asimismo, son empleadas para la caracterización de sitios en la geotecnia aplicada a ingeniería civil, por lo cual su investigación y cuantificación a través de los

métodos geofísicos resulta un área de aplicación interesante y permite ampliar los alcances de la geofísica de los ambientes urbanos.<sup>3</sup>

La teoría de la elasticidad comprende el estudio de los materiales sólidos elásticos lineales sometidos a pequeñas deformaciones, de tal manera que los esfuerzos y deformaciones se relacionen linealmente entre sí. En general, un sólido elástico lineal sometido a grandes esfuerzos no cumplirá esta condición. Por lo tanto, la teoría de la elasticidad lineal sólo es aplicable a sólidos elásticos lineales sometidos a deformaciones pequeñas.

Un material elástico lineal está constitutivamente descrito por la ley de Hooke, la cual, en el caso de un sólido elástico, homogéneo e isotrópico, tiene la siguiente forma:

$$\sigma_{i,j} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad \text{Ecuación 2.1}$$

Cuando el material cumple con dichas condiciones (linealmente elástico, homogéneo e isotrópico) su comportamiento y propiedades elásticas quedarán completamente determinadas por solo dos constantes elásticas y, dado un par cualquiera de ellas, todas las otras pueden ser calculadas de acuerdo a varias formulas existentes.

Constantes elásticas más comunes son:

- Módulo de Volumen (incompresibilidad volumétrica) (k)
- Módulo de Young (E)
- Módulo de cizalla (rigidez) (G)

---

<sup>3</sup> ROJAS, Simón Antonio. Sísmica de Refracción y de Microtremores para caracterización de parámetros dinámicos superficiales en Caracas. Informe de Pasantía para optar al título de Ingeniero Geofísico. Sartenejas, Barula. Universidad Simón Bolívar. 2008. Decanato de Estudios Profesionales, Coordinación de Ingeniería Geofísica. p. 77

- Coeficiente de Poisson ( $\nu$ )
- Capacidad de Carga

**2.3.1 Módulo de incompresibilidad K.** Mide la resistencia de un material a la compresión uniforme y está definido como el aumento de presión que causa la disminución relativa de volumen.

El módulo se define como:

$$K = -V \frac{\partial p}{\partial v} \quad \text{Ecuación 2.2}$$

**2.3.2 Módulo de Young (E).** Determinado como la relación entre el esfuerzo uniaxial y la deformación uniaxial, proporcionando el valor de rigidez de un material elástico isotrópico.

La pendiente de la curva esfuerzo-deformación obtenida de las pruebas tensionales determina este módulo.

Se puede expresar como:

$$E = 2G(1 + \nu) \quad \text{Ecuación 2.3}$$

**2.3.3 Módulo de cizalla (G).** Tasa de esfuerzo cortante a deformación cortante para un material y detalla el comportamiento del mismo ante un esfuerzo de corte. La velocidad  $V_s$  está controlada por el módulo de cizalla de la siguiente manera:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad \text{Ecuación 2.4}$$

**2.3.4 Coeficiente de Poisson (v).** Tasa de deformación compresiva (normal aplicada a la carga) a la carga axial (paralela a la carga).

Suponiendo que el material es comprimido a lo largo de la dirección axial:

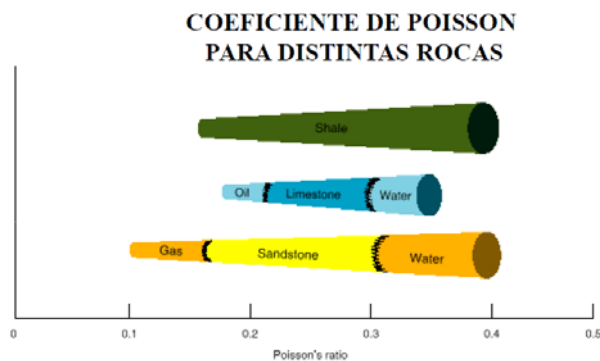
$$v = -\frac{\epsilon_x}{\epsilon_y} \quad \text{Ecuación 2.5}$$

Y en función de las velocidades sísmicas:

$$v = \frac{\left(\frac{vp}{vs}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{vp}{vs}\right)^2 - 2} \quad \text{Ecuación 2.6}$$

Un material con coeficiente de Poisson 0,5 es un material perfectamente incompresible deformado elásticamente a deformaciones pequeñas.

Figura 1. Coeficiente de Poisson para distintas rocas



Fuente: Interpretación sísmica Campo Escuela, 2011

**2.3.5 Capacidad de Carga.** Es la capacidad que tiene el terreno de soportar los esfuerzos que se le aplican. Es la presión de contacto promedio máxima entre el cimientto y el suelo que no debe producir fallas de corte en este último.

La capacidad de carga para cimientos someros puede ser descrita en función de la velocidad de las ondas de corte medidas en sitio de acuerdo a la expresión propuesta por Tezcan basada en variedad de casos de estudio.<sup>4</sup>

$$q_a = 2.4 (10^{-4}) \rho V_s \quad \text{Ecuación 2.7}$$

Según Tezcan la expresión debe usarse con precaución. En caso de edificios relativamente importantes, este parámetro también debe ser calculado por métodos clásicos, hasta que la expresión sea calibrada y calculada.

**2.3.6 Ensayos de caracterización dinámica.** Obtener los valores de los parámetros dinámicos en los suelos es un punto fundamental a la hora de dar solución a los problemas de geotecnia que involucran cargas dinámicas y sistemas de interacción suelo-estructura.

Los ensayos que se pueden usar para dar solución a estos problemas son los orientados a bajas deformaciones cuando, por ejemplo, se estudian los efectos de propagación de ondas o solo se presentan transmisión de esfuerzos; pero cuando se trata de estados de falla o estudios de estabilidad de masa de suelos se realizan ensayos de altas deformaciones.

---

<sup>4</sup> Ibíd.

### 3. GEOFÍSICA

La Geofísica (Naturaleza de la tierra) es la ciencia que estudia los campos físicos vinculados al planeta. Es decir, que estudia la tierra mediante métodos de la física, de carácter indirecto, a fin de conocer su evolución y características actuales (geofísica pura) y también como herramienta de prospección de recursos (geofísica aplicada).<sup>5</sup>

Gran cantidad de las ciencias que componen la geofísica tienen sus orígenes en la Grecia antigua (siglos III y IV a de C) con las discusiones de Eratóstenes y Aristóteles sobre el origen de los terremotos y calculando el tamaño de la tierra, pero el término Geofísica solo aparece por primera vez en 1863 en el tratado de Adolf Mûhry Beitrage zur Geophysik und Klimatographie. Antes de la generalización del término se le conocía como Geognosia, Geoscopia, Geografía Física o física de la tierra. La ciencia se consagra como tal solo a finales del siglo XIX con el texto de S. Günther Handbuch der Geophysik, publicado en 1887.

#### 3.1 DIVISIÓN DE LA GEOFÍSICA

Es difícil establecer un criterio que defina la división de esta ciencia, en 1929 Gutenberg en el prólogo del libro Lehrbuch der Geophysik la divide en Mecánica, Gravitación, Electricidad, Magnetismo, Óptica, Calor y Composición de materiales; pero no existe unanimidad de criterios para la división pero la más aceptada es la siguiente:

- Geodesia y Gravimetría.

---

<sup>5</sup> CHELOTTI L, ACOSTA N. y FOSTER, M.

- Sismología.
- Geomagnetismo y Aeronomía.
- Oceanografía Física.
- Meteorología.
- Geodinámica.
- Geoquímica y Vulcanología.
- Planetología.
- Prospección Geofísica.

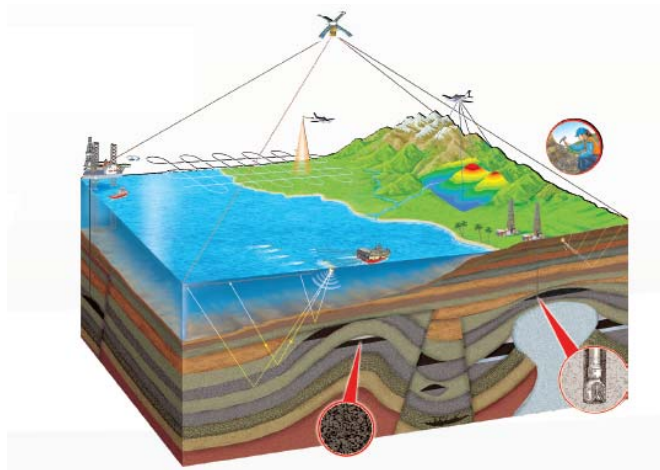
### **3.2 PROSPECCIÓN GEOFÍSICA**

Se denomina Prospección Geofísica a la aplicación de los conocimientos que ofrece la geofísica a la humanidad, es vista como un conjunto de técnicas físicas y matemáticas aplicadas a la exploración de subsuelos; para la búsqueda y posterior estudio de yacimientos, de sustancias útiles (petróleo, agua subterránea, minerales, carbón, etc.) por medio de observaciones en la superficie de la tierra de las propiedades físicas de los materiales en el interior de ella. Los métodos geofísicos detectan discontinuidades (sitios donde las propiedades físicas de las rocas varían considerablemente). Los métodos usados en prospección geofísica en la actualidad son:

- Gravimétrico.
- Magnetométrico.
- Eléctrico.
- Sísmico.
- Radioactivo.
- Perfilajes en pozo.

La utilización de uno o varios de los métodos anteriores está condicionada a la naturaleza del material a estudio y las rocas que lo rodean; con relación a los costos que se incluyen a un proyecto con la utilización de prospección geofísica ellos son variables, estando entre los más económicos los que registran grandes extensiones usando barcos o aviones.

Figura 2. Aplicación de diferentes métodos geofísicos



Fuente: Cartilla Agencia Nacional de Hidrocarburos 2009

### 3.3 ONDAS SÍSMICAS

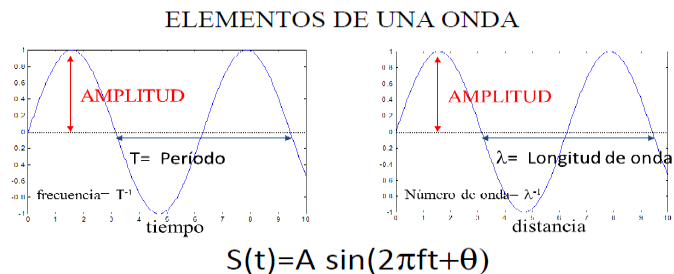
Las ondas sísmicas consisten en un minúsculo paquete de energía elástica de deformación que viaja desde la fuente sísmica hasta el subsuelo a velocidades que dependen del módulo de elasticidad y densidades en el medio en el cual viajan. El material se mantiene o no dentro del rango elástico dependiendo de factores como la magnitud y orientación del esfuerzo y el tiempo al cual es sometido el material.

#### 3.3.1 Elementos de una onda

- Amplitud (A): Altura alcanzada por la onda medida sobre el nivel de referencia.

- Periodo (T): Tiempo entre las repeticiones sucesivas de la onda, medida en segundos.
- Frecuencia (f): Número de onda por unidad de tiempo. Se define como el inverso de la frecuencia. Su unidad Hz.
- Longitud de onda ( $\lambda$ ): Distancia entre sucesivas repeticiones de la onda. Medida en metros.
- Número de onda K ( $1/\lambda$ ): Número de onda por unidad de distancia. Su unidad es 1/metros.
- Fase ( $\theta$ ): Desplazamiento en fracciones de ciclos, de un punto dado sobre la onda.
- Velocidad (V): Número de ondas por unidad de tiempo que pasan por un mismo punto.  $V = \lambda * f$

Figura 3. Elementos de una onda



Fuente: Curso de Interpretación sísmica Campo escuela colorado, 2011

**3.3.1 Tipos de ondas sísmicas.** Existen dos tipos principales de ondas sísmicas: aquellas que viajan a través del medio propiamente dicho, llamadas ondas de cuerpo, y aquellas que viajan a lo largo de las interfaces, llamadas ondas de superficie.

Ondas sísmicas corporales: Son ondas elásticas que se propagan en el interior de la tierra. En prospección de reflexión y refracción, las ondas corporales son la

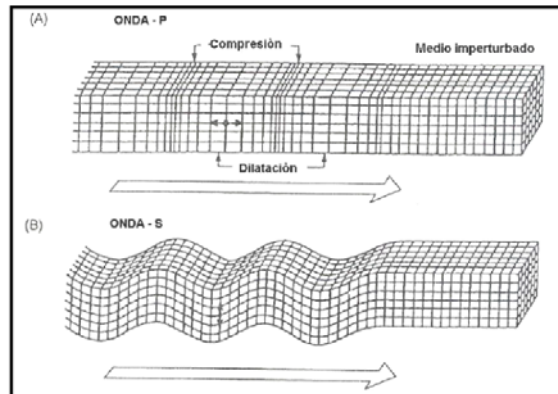


fuerza de información usada para representar el interior de la tierra, debido a la propagación en todas las direcciones lejos de la fuente. Las ondas corporales se pueden dividir en dos clases: Ondas P y Ondas S

Ondas P: También llamadas longitudinales, primarias, de compresión o empuje. La generación de este tipo de ondas es a partir de la oscilación de partículas del suelo, por compresión y dilatación, con respecto a puntos fijos en la dirección de propagación, se propagan en el medio más rápido que los otros tipos de ondas, las partículas que constituyen el medio son desplazadas en la misma dirección que la propagación de la onda. Las ondas P son análogas a las ondas sonoras que se propagan en el aire.

Ondas S: Conocidas también como ondas transversales secundarias o de corte. El movimiento de partículas en este caso ocurre perpendicular a la dirección de propagación por efecto de esfuerzo de corte. Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Su velocidad es alrededor de 58% de la de una onda P para cualquier material sólido.

Figura 4. Modelo de Propagación de ondas P (A) y Ondas S (B)



Fuente: VÁSQUEZ PAREDES, Thaina Thamesis. Aplicación de los métodos sísmicos: vibraciones naturales y microtemores para caracterización de sitio en estudios e Ingeniería civil. Informe de Pasantía para optar el título de Ingeniero Geofísico. Sartenejas, Baruta: Universidad Simón Bolívar. Decanato de Estudios Profesionales, Coordinación de Ingeniería Geofísica. 2008

Ondas Sísmicas Superficiales: Son Ondas que se propagan a lo largo de la superficie de la tierra. Sus amplitudes en la superficie de la Tierra pueden ser muy largas, sin embargo, decaen exponencialmente con la profundidad. Se propagan más lentamente que las ondas S, se generan con menor eficiencia por fuentes enterradas y tienen amplitudes que decaen más lentamente con la distancia desde la fuente, que las observadas en las ondas corporales.

De estas ondas hay dos tipos: ondas Rayleigh y ondas love. Las ondas superficiales tienen la característica de que cambian de forma mientras viajan, debidos a que los diferentes componentes de las frecuencias que las constituyen se propagan a diferentes velocidades, lo cual se conoce como onda de dispersión. Los patrones de dispersión son indicativos de la estructura de velocidad a través de la cual viaja la onda.

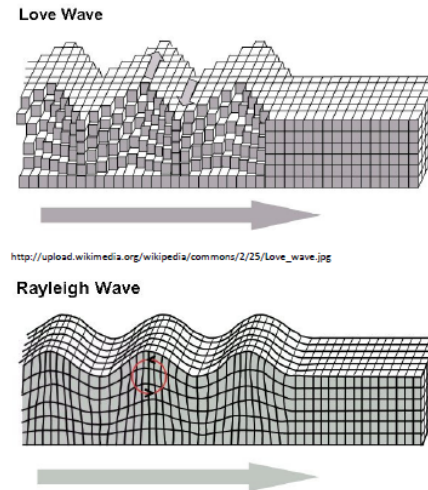


Ondas Love: Ocurren solo en donde un medio con ondas S de baja velocidad suprayase a una capa con ondas S de mayor velocidad. El movimiento de partículas ocurre en la dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda pero paralelo a la superficie.

Ondas Rayleigh: Viajan a lo largo de la superficie libre de la tierra con amplitudes que disminuyen exponencialmente con la profundidad. El movimiento de las partículas es en sentido elíptico retrogrado (en dirección de las agujas del reloj) en un plano vertical con respecto a la superficie, como contienen componentes de corte solo viajan a través de medios sólidos. Su velocidad de propagación que se define como velocidad de fase  $C_r$ , es determinada principalmente por la velocidad  $V_s$  de los materiales. La relación entre ambas se expresa como  $C_r = 0.94V_s$ .

Se consideran estas ondas las principales causantes de las sacudidas sentidas durante la ocurrencia de un terremoto, por lo tanto, son las principales responsables de los daños causados a las estructuras durante el desarrollo de estos fenómenos. El ground roll es un tipo particular de ondas Rayleigh y viaja a lo largo o cerca de la superficie del suelo. Aunque el ground roll es considerado ruido en estudios de ondas corporales (en reflexión y refracción), sus propiedades dispersivas son usadas para inferir propiedades elásticas cercanas a la superficie.

Figura 5. Modelo de Propagación de ondas Love y Rayleigh



Fuente: Curso de Interpretación sísmica Campo escuela colorado, 2011

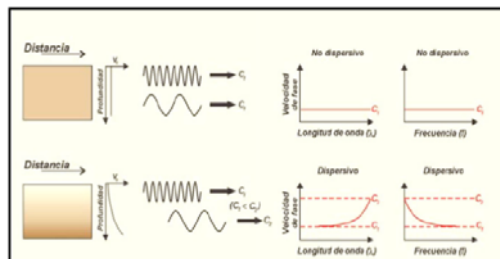
**3.3.2 Dispersión de ondas Rayleigh.** Se define como dispersión el cambio de velocidad de propagación de las ondas Rayleigh en función de la longitud de la onda ( $\lambda$ ) o de la frecuencia ( $f$ ). Este fenómeno solamente se manifiesta cuando el medio no es homogéneo en términos de los valores de  $V_s$  según la vertical. En un medio con valores de  $V_s$  crecientes con la profundidad de las componentes de alta frecuencia (menor longitud de onda) se transmiten a menor velocidad de fase (CR) que las de bajas frecuencias (mayor longitud de onda) que además profundizan más en el terreno.

Es importante destacar que más de una velocidad de fase puede estar asociada con una frecuencia de onda Rayleigh simplemente porque estas ondas pueden viajar a diferentes velocidades para una frecuencia dada. La velocidad más baja es llamada velocidad del modo fundamental o primer modo.

La velocidad de onda S puede ser obtenida invirtiendo la velocidad de fase de la onda superficial. En el caso de un semi-espacio sólido y homogéneo, la onda

Rayleigh no es dispersiva y viaja con una velocidad aproximada de  $0.9194v$  cuando el módulo de Poisson es igual a 0.25 y  $V$  es la velocidad de la onda S en el semi-espacio. Sin embargo, en el caso que exista una capa sobre ese semi-espacio, las ondas Rayleigh se convierten en dispersivas, cuando sus longitudes de onda están en los rangos de 1-30 veces el espesor de la capa. Por lo tanto, mediante la inversión de los datos de dispersión de las ondas Rayleigh de alta frecuencia, se puede obtener velocidades confiables de onda S cercanas a la superficie.

Figura 6. Dispersión en la transmisión de las ondas Rayleigh



Fuente: LINARES MONTENEGRO, Giselle. Introducción y aplicación de la sismica de microtemores en áreas urbanas. Informe Final curso en cooperación Sartenejas, Baruta. Universidad Simón Bolívar. 2005

**3.3.3 Fuentes primarias de ondas sísmicas.** Según Lay & Wallace (1995) las fuentes primarias de ondas sísmicas han sido clasificadas en tres tipos: internas, externas y mixta. Las fuentes más comunes que involucran procesos de interés relacionados con las ciencias de la tierra son:

Tabla 2. Clasificación de las fuentes de ondas sísmicas

Internas	Externas	Mixtas
Fallas sísmicas	Vientos, Presión atmosférica	Erupciones volcánicas
Explosiones internas	Oleaje y mareas	Deslizamientos
Flujo hidrológico	Ruido cultural (tráfico, trenes)	Avalanchas
Movimiento de Magmas	Impacto de Meteoritos	
Explotación minera subterránea	Explotación minera superficial	
	Lanzamiento de cohetes	
	Aterrizaje y decolaje de aviones	

Fuente: Autor.

### 3.4 VELOCIDAD SÍSMICA

Los parámetros que afectan la velocidad de propagación de las ondas sísmicas son:

- Mineralogía.
- Porosidad.
- Profundidad.
- Edad de la roca.
- Fluidos y saturación de agua.
- Cementación.
- Presión de poros y presión litostática.
- Contenido de arcillas.

- Geometría de los poros.
- Anisotropía.
- Temperatura.

Tabla 3. Parámetros que afectan la velocidad sísmica

PARÁMETRO	DESCRIPCIÓN
Litología	Uno de los factores que más afecta la velocidad, la velocidad no es un buen criterio para determinar litologías.
Porosidad	Disminuye con la profundidad aumentando la densidad y la velocidad
Edad	No varía por sí misma la velocidad pero si los procesos asociados al paso del tiempo
Saturación de agua.	Al aumentar la densidad del fluido intersticial la velocidad aumenta
Presión	Si la presión litostática aumenta y la presión de poros se mantiene constante la matriz se comprime aumentando los módulos elásticos y la densidad varia aumentando la velocidad
Geometría de los poros	La geometría y relación entre ellos determina parcialmente la estructura solida de la roca y los módulos elásticos.
Anisotropía	La velocidad se ve afectada por el ángulo de incidencia de la onda y el plano normal.
Cementación.	Aumenta la velocidad, disminuye la porosidad y aumenta los módulos elásticos.
Contenido de arcillas	Para niveles de arcilla bajos la velocidad aumenta hasta el punto en el cual desciende debido a que la arcilla empieza a hacer parte de la matriz.
Temperatura	Experimentalmente se ha observado una disminución de la velocidad con el aumento de temperatura.

Fuente: Autor.

### 3.5 PRINCIPIOS Y LEYES QUE RIGEN LAS ONDAS

Las leyes que gobiernan la propagación de las ondas y las trayectorias de las mismas son:

- Principio de Huygens.
- Principio de Fermat
- Ley de Snell.

**3.5.1 Principio de Huygens.** Cada punto alcanzado por un frente de onda es el origen de un nuevo frente de onda. El frente de onda en cualquier tiempo es la superficie tangente a esa nueva onda.

**3.5.2 Principio de Fermat.** Todo rayo que parte de una fuente dada llega a un punto determinado en un tiempo mínimo con relación a los puntos vecinos. Si los medios que atraviesan las ondas son de diferentes velocidades, las trayectorias de los rayos no serán líneas rectas, sino que indicaran la trayectoria del menor tiempo de propagación.

**3.5.3 Ley de Snell.** El seno del ángulo incidente es al seno del ángulo de refracción como la velocidad de la onda incidente es a la velocidad de la onda refractada.

Figura 7. Ley de Snell

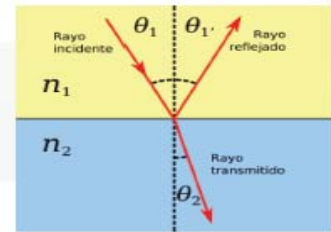
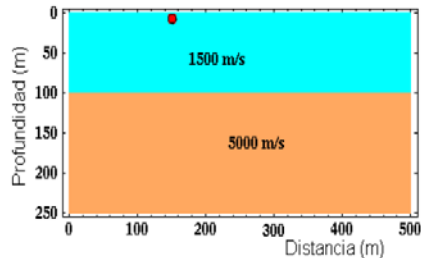


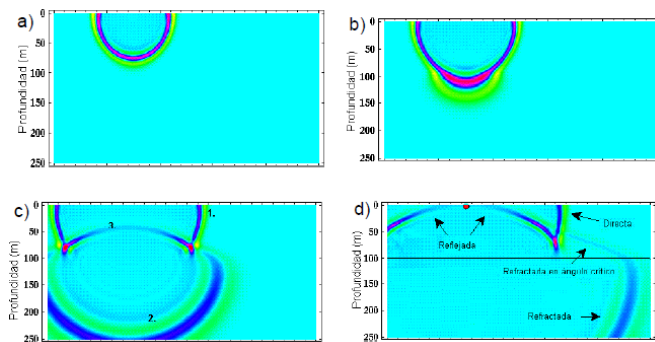
Diagrama que ilustra la ley de Snell

Modelo multicapas, la superior de menor velocidad que la mayor.

Fuente: ROJAS, Simón. Sísmico de Refracción y Microtremores para caracterización de parámetros dinámicos superficiales en Caracas, Informe de Pasantía para optar al título de Ingeniero Geofísico. 1991.

Un medio 1 con velocidad  $V_1$ , suprayace un medio semiinfinito 2 con velocidad  $V_2$  mayor que  $V_1$ . Se genera un disparo que viaja por el medio superior generando frentes de onda en el espacio.

Figura 8. Ley de Snell



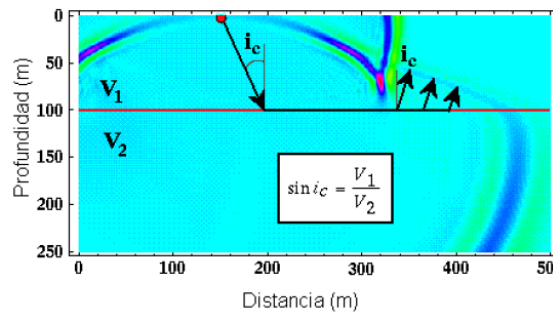
Fuente: ROJAS, Simón. Sísmico de Refracción y Microtremores para caracterización de parámetros dinámicos superficiales en Caracas, Informe de Pasantía para optar al título de Ingeniero Geofísico. 1991.

La figura 8-a se conoce como frente de ondas directas. En la figura 8-b el frente de onda se encuentra con el límite de las capas ocurriendo la primera refracción en la

capa inferior. En la figura 8-c se observan 3 frentes de onda; 1 el frente de onda directa, 2 las ondas refractadas a la capa inferior, 3 las ondas reflejadas a la capa superior. En la figura 8-d ha transcurrido un mayor tiempo desde el momento del disparo y se observan los frentes de onda más claramente, la onda refractada hacia el nivel superior se genera cuando los rayos provenientes de la fuente alcanzan el ángulo crítico.

Figura 9. Ángulo crítico de Refracción

$$\text{sen}(i_2) = \text{sen}(90) = 1 \text{ Ecuacion 3.1}$$



Fuente: ROJAS, Simón. Sísmico de Refracción y Microtremores para caracterización de parámetros dinámicos superficiales en Caracas, Informe de Pasantía para optar al título de Ingeniero Geofísico. 1991.

La refracción a  $90^\circ$  del ángulo crítico implica que las ondas no se propagan por la capa inferior sino por el contacto entre ambas capas con la velocidad  $V_2$  de la capa inferior.

## 4. MÉTODOS GEOFÍSICOS

### 4.1 MÉTODOS SÍSMICOS

Estos procedimientos se basan en las diferentes velocidades de propagación de las ondas vibratorias de tipo sísmico a través de diferentes medios materiales. Las mediciones realizadas permiten establecer que esa velocidad de propagación varía entre 150 y 2.500 m/s en suelos, correspondiendo los valores mayores a mantos de grava muy compactos y las menores a arenas sueltas; los suelos arcillosos tienen valores medios, mayores para las arcillas duras y menores para las suaves. En roca sana los valores fluctúan entre 2.000 y 8.000 m/s. Esencialmente el método consiste en provocar una explosión en un punto determinado del área a explorar usando una pequeña carga de explosivo. Por la zona a explorar se sitúan registradores de ondas (geófonos), separados entre sí de 15 a 30 m. La función de los geófonos es captar la vibración, que se transmite amplificada a un oscilógrafo central que marca varias líneas, una para cada geófono.

Las ondas sísmicas son empleadas en diferentes métodos, ya sea para propósitos de la industria del petróleo, como son los métodos de reflexión y refracción sísmica, como para la geofísica ambiental y la geotecnia, en las cuales se usan métodos de ondas superficiales.

La adquisición consiste en ubicar un tendido en el cual se ubican los receptores (el tendido debe ser preferiblemente lineal), los receptores se localizan en intervalos regulares y la fuente de energía con la cual se generan las ondas se mueve a lo largo de la línea de estudio.

El arreglo más usado en la actualidad es el arreglo de cubrimiento múltiple o punto común en profundidad; en él los geófonos y las fuentes se ubican de tal manera que cada punto en el subsuelo es registrado más de una vez. Los datos registrados se almacenan en formato digital para su posterior análisis.

Los métodos sísmicos tienen la ventaja de ser económicos rápidos y confiables permitiendo determinar la geometría y disposición de las rocas del subsuelo.

**4.1.1 Sísmica de Refracción.** Dentro de los métodos sísmicos es el más empleado, este método mide el tiempo de propagación de las ondas elásticas, desde el sitio donde se genera la onda sísmica y la llegada de éstas a los puntos de observación. Para ello se usan sensores en línea recta a distancias conocidas. La adquisición se realiza con sensores (geófonos), la unidad de adquisición (en ella se almacenan los movimientos del terreno detectados por los geófonos), los cables de conexión y el cable de trigger (encargado de demarcar el momento de inicio de registro en la unidad de adquisición).

La longitud de los perfiles suele situarse habitualmente entre 20 y 100 m, con separación entre geófonos que no exceden los 5 m.

Una de las aplicaciones de la sísmica de refracción en la ingeniería civil es la determinación de la profundidad a basamento en los proyectos de represas e hidroeléctricas y la determinación de las condiciones y competencia de las rocas en donde se asentarán las estructuras.

El método usa las primeras llegadas de las ondas a los geófonos (ondas P) y las llegadas de las ondas S para determinar la relación de Poisson y otros módulos dinámicos.

Dentro de los alcances y limitaciones del método se encuentran:

- Revela variaciones en profundidad como en horizontalidad de las velocidades de onda P y S.
- Detecta la profundidad del basamento y de su relieve dependiendo de variables como longitud del tendido y energía de la fuente.
- Sólo funciona si la velocidad de propagación aumenta con la profundidad.

**4.1.1.1 Generación de ondas sísmicas para sísmica de refracción.** Las ondas utilizadas en refracción se generan por perturbaciones que se conocen como impulso sísmico. Estos impulsos generan el tipo de ondas sísmicas de duración instantánea para evitar la superposición de ondas, para ello se buscan fuentes de generación que controlen tiempos de inicio y localización.

Para generar las ondas se pueden usar fuentes de impacto como martillos o porras, cargas explosivas y disparos.

Fuentes de impacto: La energía que transmite este tipo de fuente no es muy grande, se apilan varias docenas de golpes para modelar mejor las llegadas y suprimir el ruido.

Cargas explosivas: Usadas en prospección petrolera, la explosión ocurre en micro o milisegundos dependiendo de la naturaleza y calidad del explosivo.

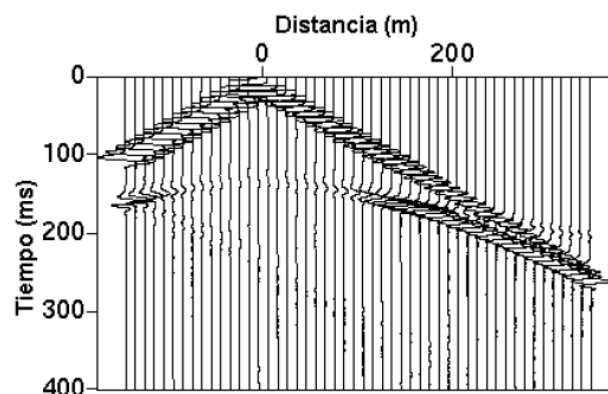
**4.1.1.2 Detección de los movimientos del terreno.** La detección se realiza a través de los geófonos de una componente vertical. Se usan arreglos de 12, 24 o 48 geófonos. Los geófonos usados en refracción manejan frecuencias naturales de vibración comprendidas entre 8 y 40 Hz.

Almacenamiento.

Unidad de apilamiento y digitalización: En ella se adquiere, digitaliza y procesan los datos, cuenta con puertos que reciben las señales de los geófonos; a cada geófono le corresponde un canal y las señales son tratadas de acuerdo a las opciones dadas por el usuario.

**Curvas tiempo – Distancia.** Estas curvas se construyen con los tiempos de llegada de las ondas P a cada sensor y la distancia de cada sensor al punto de disparo. Si se desea obtener información más detallada del subsuelo se deben realizar tendidos de refracción conjugados (tendido directo, reverso e intermedio). En el tendido directo el disparo se ubica en el extremo del tendido a una distancia conocida, en el reverso se ubica al otro extremo del tendido y en el intermedio el disparo se ubica en el centro del tendido.

Figura 10. Registro de sismograma



Fuente: LINARES MONTENEGRO, Giselle. Introducción y aplicación de la sismica de microtremores en áreas urbanas. Informe Final curso en cooperación Sartenejas, Baruta. Universidad Simón Bolívar. 2005

Realizada la curva tiempo – distancia se debe interpretar identificando las secciones de las curvas que pertenecen al mismo refractor (drocroma).

Para analizar las drocromas se utilizan métodos como el tiempo de intercepto, la velocidad aparente, los frentes de onda, los tiempos de retraso y el trazado de rayos.

**Tiempo de intercepto:** Las ondas originadas en el punto de disparo una vez refractadas en los contactos de los medios determinan los tiempos de llegada a los geófonos. Estos tiempos se incrementan con la distancia y la profundidad de penetración de la onda. Con la grafica tiempo- distancia el método utiliza la pendiente de la drocroma para calcular la velocidad de los refractores; y los tiempos de intercepto de las drocromas con el eje del tiempo para calcular las profundidades.

**Velocidad aparente:** Permite identificar la velocidad y profundidad para los modelos con placas inclinadas paralelas, utiliza los tiempos de intercepto en el origen del tendido directo y de su reverso. El método supone que la velocidad de cada estrato es constante y que la pendiente del refractor también lo es.

**Frentes de onda:** El método es apropiado para describir refractores ondulados. Es un método grafico que se apoya en el trazado de frentes de onda provenientes de puntos de disparo conjugados de tal manera que se pueda definir un punto intermedio en el refractor, tal que la suma de los tiempos de viaje, entre los puntos de disparo hasta los puntos de emergencia de las ondas refractadas desde el punto intermedio, sea igual al tiempo total del viaje entre los puntos de disparo conjugados.

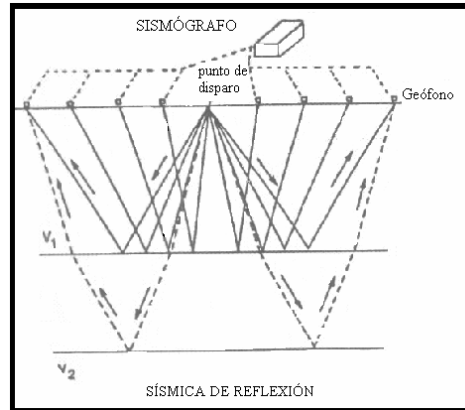
Tiempos de retardo: Útil cuando la topografía es muy accidentada o presenta muchas curvaturas. Utiliza la definición del tiempo de retardo como la diferencia entre el tiempo que requiere la onda para recorrer la trayectoria entre el punto de disparo y el refractor, con el ángulo crítico dentro del medio superior y con su propia velocidad  $V_1$  y el tiempo requerido por la misma onda para recorrer la proyección de esa misma trayectoria, pero con velocidad de refractor  $V_2$ .

Trazado de rayos: Usado en modelos geológicos muy complejos, de múltiples capas con refractores de topografía irregular. Es un método interactivo e iterativo que parte del modelo de capas (velocidad y profundidad determinadas) que combina métodos anteriores para calcular diferentes modelos a partir del trazado de rayos sísmicos desde los puntos de disparo.

**4.1.2 Sísmica de reflexión.** Al igual que el método de refracción el método de reflexión genera sus ondas a través de microsismos artificiales por medio de explosión, impacto o vibración. El método consiste en medir los tiempos de llegada de las ondas sísmicas a los geófonos dispuestos alineados según el perfil, tras ser refractadas en las superficies de contacto de las diferentes unidades litológicas, fallas, superficies de discontinuidad, etc. A partir de los tiempos de llegada de las ondas longitudinales a los geófonos y las velocidades de los distintos horizontes, se pueden reconstruir las trayectorias de las ondas primarias y delimitar la disposición estructural de los distintos horizontes sísmicos a lo largo del perfil.

La técnica de sísmica de reflexión presenta la ventaja, respecto a otras técnicas geofísicas, de que permite representar gráficamente múltiples horizontes con un único disparo, sin perder precisión de manera significativa con la profundidad.

Figura 11. Sísmica de reflexión



Fuente: LINARES MONTENEGRO, Giselle. Introducción y aplicación de la sísmica de microtemores en áreas urbanas. Informe Final curso en cooperación Sartenejas, Baruta. Universidad Simón Bolívar. 2005

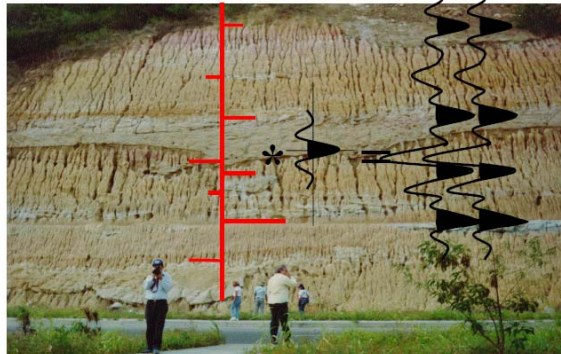
Los datos sísmicos de reflexión están constituidos por un conjunto de reflexiones asignadas a un punto en el terreno y son llamadas trazas las cuales pueden ser descritas por la función:

$$S(t) = R(t) * W(t) + N \quad \text{Ecuacion 4.1}$$

R (t)= Serie de reflexión, W (t)= Ondícula, N= Ruido no coherente.

Las series de reflexión constituyen los estratos del suelo con propiedades diferentes, son las interfaces donde las ondas se reflejan y el tamaño de la amplitud de la reflexión depende del contraste de la impedancia acústica entre los medios. La ondícula es la representación de un pulso que contiene información de amplitud y fase en función de la frecuencia.

Figura 12. Traza sísmica



Fuente: Tomado de curso de interpretación sísmica UIS.

## 4.2 ENSAYO CROSS- HOLE

Este ensayo utiliza dos o más sondeos para medir la velocidad de las ondas sísmicas, Se realizan dos sondajes separados una distancia  $D$  generalmente menor de 8 metros, el primero con la fuente emisora de energía y el segundo con la fuente receptora situados a la misma profundidad, la perturbación es generada en un sondaje emisor, captando la señal que ha viajado horizontalmente en el otro sondaje. Se mide el tiempo de viaje entre los sondajes, y sabiendo previamente la distancia se determina la velocidad de onda de corte  $V_s$  como:

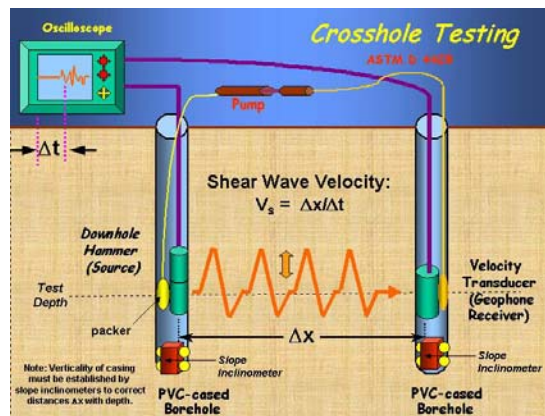
$$V_s = \frac{D}{\Delta t} \quad \text{Ecuación 4.2}$$

El ensayo se debe repetir a diferentes profundidades para obtener los perfiles de velocidad, se recomienda utilizar más de dos sondeos para minimizar los errores resultados de las medidas de tiempo de disparo, los efectos del material superficial e intersondeos.

Las ventajas del método son las siguientes: Permite obtener perfiles de velocidad a profundidades de 30 a 60 metros utilizando fuentes emisoras mecánicas; con fuentes tipo explosivo se pueden alcanzar mayores profundidades.

La desventaja del método radica en que las velocidades de las ondas sísmicas son sensibles a la distancia emisor receptor, la velocidad puede enmascarse si se atraviesan capas de alta velocidad. En este caso es recomendable usar otros métodos como la sísmica de refracción.

Figura 13. Esquema Cross- Hole



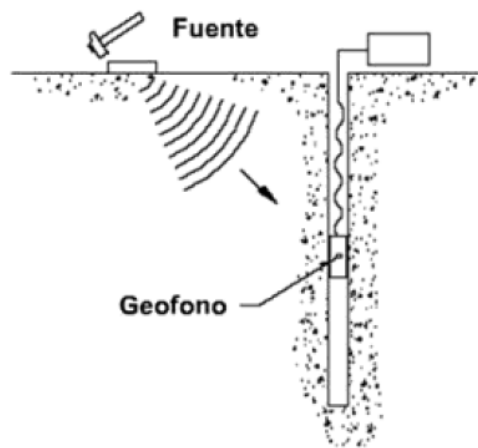
Fuente: <http://geosystems.ce.gatech.edu/Faculty/Mayne/Research/misc/Crosshole.jpg>

### 4.3 ENSAYO DOWN – HOLE (UP- HOLE)

Este ensayo utiliza un solo sondaje. Los sensores son puestos en profundidad con la fuente ubicada en superficie, para generar ondas S. La onda atraviesa varias capas de suelo, el resultado que se obtiene refleja una velocidad promedio del viaje de la onda la cual atraviesa varios estratos entre la fuente y el sensor, se recurre a la representación de una curva de los tiempos de llegada versus la profundidad; el valor inverso de la pendiente de la curva representa la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. Las limitaciones del ensayo son el grado

de alteración de los suelos cuando se realiza el sondeo, posibles efectos de fluidos en los sondeos, excesivo o insuficiente impulso, efecto de ruido sísmico y efectos del nivel freático.

Figura 14. Esquema Down – Hole.



Fuente: <http://geosystems.ce.gatech.edu/Faculty/Mayne/Research/misc/downhole.jpg>

#### 4.4 MÉTODOS SÍSMICOS EMPLEANDO ONDAS SUPERFICIALES

La ingeniería Geotécnica ha desarrollado metodologías que permiten determinar las propiedades del subsuelo a partir de los desplazamientos superficiales de partículas generadas por ondas Rayleigh. Los beneficios de la caracterización de suelos por medio de ondas superficiales son:

- Permite caracterizar estratos sin perturbarlos (naturaleza no destructiva).
- Presenta buena resolución a bajas profundidades.
- Menores costos comparados con los costos que acarrea el transporte de los equipos para desarrollar pruebas down-hole y Cross-hole.

Estos métodos han ido creciendo gracias a desarrollos que incluyen arreglos multisensoriales, potentes algoritmos de inversión y el uso de medidas activas y pasivas y combinaciones de ambas; desde sus inicios se han diversificado de manera que dentro de las aplicaciones geotécnicas en las que se han encontrado usos de esta metodología están:

- Determinación de las propiedades dinámicas de los suelos, en particular la rigidez, gracias a la medición de la velocidad de onda de corte.
- Identificación y caracterización de estructuras de pavimento. Dado que estos sistemas están compuestos por capas planas y horizontales, hacen que el método sea naturalmente apto para aplicarlo.
- Rellenos sanitarios. La ventaja de usar estas metodologías en este tipo de obras civiles radica en la dificultad de realizar calicatas, así como de extraer muestras.
- Mapeo de estratos del fondo marino.
- Verificación del mejoramiento del suelo. Por simple inspección y comparación de curvas de dispersión es posible determinar si un proceso de compactación efectivamente densificó el terreno.
- Efectos estacionales. Es factible hacer seguimientos temporales a estructuras de suelos con marcadas estaciones. Así por ejemplo, es posible definir la variación del estado del suelo según ciclos de hielo y deshielo.
- Detección de obstáculos y estructuras enterradas.

Los métodos de ondas superficiales pueden ser clasificados de acuerdo al tipo de fuente que produce la onda; como activos, pasivos o una combinación de ambos. En el método activo, una fuente transitoria o continua se usa para generar ondas Rayleigh con un rango de frecuencias de casi 4 a 100 Hz, y además se usa un arreglo de receptores en una dimensión para monitorear la respuesta del suelo causado por la propagación de la onda. El método activo está limitado en su



habilidad para muestrear suelos profundos debido a la dificultad de generar energía de baja frecuencia con fuentes razonables.

Dentro de estas técnicas se encuentran el método de análisis espectral de onda superficial (SASW) y el análisis Multicanal de onda superficial (MASW).

Las fuentes pasivas como los microtremores y el ruido cultural, han sido usadas como alternativa para superar esta limitación, debido a que las ondas pasivas típicamente contienen más energía de baja frecuencia y por lo tanto, penetran a mayores profundidades. El rango de frecuencias medido durante las pruebas pasivas está en el orden de 1 a 10 Hz.

Existe un nuevo método que combina las fuentes activas y pasivas denominado Refraction Microtremor (ReMi). Dicho método utiliza como fuente pasiva el ruido urbano ambiental.

Como resumen los métodos que emplean ondas superficiales para la caracterización de suelos son:

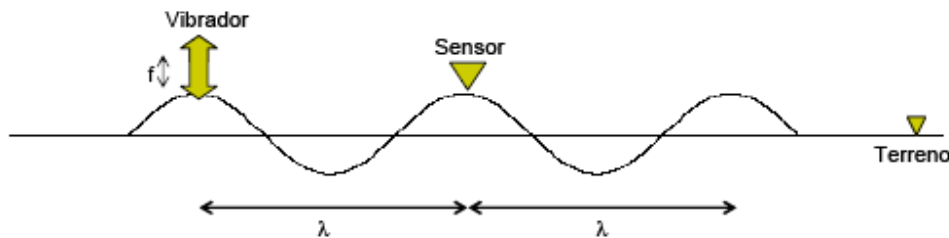
- Steady State Rayleigh.
- SASW.
- ReMi.

Una descripción de los métodos anteriormente mencionados se realiza a continuación.

**4.4.1 Método Steady State Rayleigh.** Desarrollado en la década de los 50s por Jones, al observar en el terreno que la velocidad de propagación de ondas Rayleigh en superficie era función de la frecuencia.

El método consistía en colocar un vibrador vertical en superficie funcionando a una determinada frecuencia, generando una señal. Con ayuda de un sensor, se procede a moverse en línea recta imaginaria fija a partir del vibrador, alejándose hasta una distancia en la cual se observa que el sensor y el vibrador se encuentran en fase (vibran a la misma frecuencia). Ocurrido esto, se asume que la distancia entre el vibrador y el sensor equivale a una longitud de onda.

Figura 15. Método Steady State Rayleigh



Fuente: Felipe Ochoa, 2002

Asumiendo verdadera la hipótesis sobre la longitud de onda ( $\lambda$ ) y conociendo la frecuencia  $f$  del vibrador, se obtiene la velocidad de la onda captada (asumida completamente Rayleigh) a través de la relación:

$$V_r = f * \lambda \quad \text{Ecuación 4.3}$$

Una vez obtenida la velocidad de Rayleigh, se procede a la obtención del perfil de velocidades de onda de corte en profundidad y su consiguiente perfil de rigideces. Para realizar esto se asume: La relación entre la velocidad de onda Rayleigh y la onda de corte es:

$$\frac{V_s}{V_r} = 1.1 \quad \text{Ecuación 4.4}$$

La velocidad  $V_s$  encontrada ocurre a una profundidad relacionada con la longitud de onda  $\lambda$ , a través de la relación:

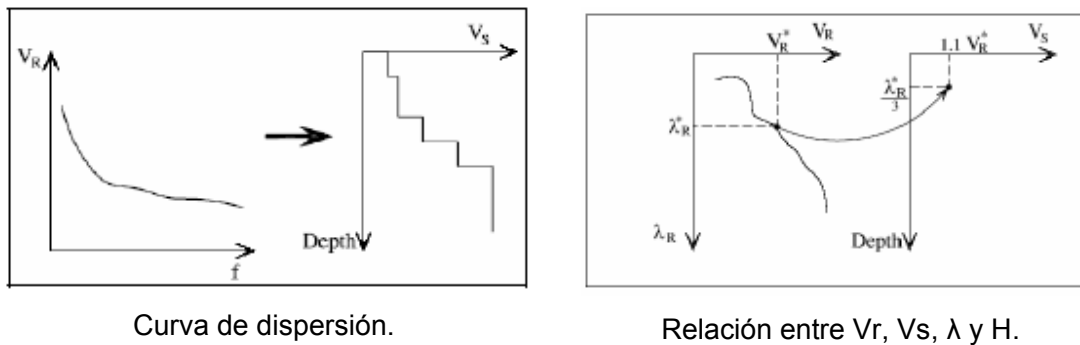
$$H = \frac{\lambda}{3} \quad \text{Ecuación 4.5}$$

Repitiendo esto para distintas frecuencias del vibrador, se obtiene una curva de velocidad de propagación en función de la frecuencia, esta curva se conoce como curva de dispersión la cual permite obtener el perfil de velocidades de onda de corte en profundidad.

Usando G (rigidez)  $G = \rho V_s^2$  Ecuación 4.6

Se obtiene el perfil de rigidez en profundidad y un esbozo de la estratigrafía del subsuelo.

Figura 16. Curvas de dispersión



Curva de dispersión.

Relación entre Vr, Vs,  $\lambda$  y H.

Fuente: Felipe Ochoa, 1991

El método demostró entregar una descripción correcta de terrenos donde la rigidez aumenta gradualmente en profundidad, pero es obsoleto si existe un estrato más rígido sobre otro de menor rigidez, limitación hasta hoy difícil de superar.

El método asume que la superposición modal existente en la propagación de ondas coincide con el primer modo. Si se conociera de forma precisa la separación modal existente, el método sería más efectivo.

El método Steady State Rayleigh no tuvo la masificación deseada por la ineficiencia en términos de tiempo y procesamiento de datos que requería, a pesar de poseer enormes ventajas como no ser intrusivo y barato.

Gracias al avance de la computación y desarrollo de algoritmos rápidos en el procesamiento de señales que la Universidad de Texas automatizó el método propuesto por Jones logrando desarrollar con pocas mediciones en terreno y análisis espectral, adoptado a la ingeniería eléctrica y a la geofísica, el método conocido como Análisis Espectral de Onda Rayleigh.

**4.4.2 Método SASW.** El nombre proviene de Spectral Analysis Surface Wave o Análisis espectral de onda Superficial, es una simplificación del método Steady State Rayleigh, introducido por primera vez por Nazarin y Stoke (1984). Con el método SASW se detecta, simultáneamente en dos lugares distintos la onda Rayleigh y a través del análisis espectral de señales discretas, establecer la distribución de energía y fases asociadas a cada frecuencia de onda para determinar la propagación de esta. Ya no es necesario trasladar el geófono para determinar las velocidades asociadas a la onda.

La información contenida en un amplio rango de frecuencias de un tren de ondas asociado a una señal generada por impulsos se descifra a través de análisis espectral y desarrollo de algoritmos eficientes gracias a los adelantos computacionales en el análisis de señales.

Los pasos que se requieren en el método para desarrollarlo son los siguientes:

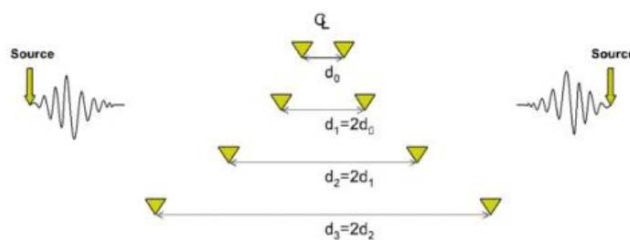
- Toma de datos.
- Elaboración de la curva de dispersión.

- Inversión de perfiles Vs

Toma de datos: El par de receptores es configurado y reconfigurado (basado en la longitud de onda de la adquisición) tantas veces sea necesario, para muestrear el rango de frecuencias deseadas.

Configuraciones de sensores (Geófonos): Se determina una línea imaginaria fija, a continuación los sensores son instalados a una distancia  $D$  entre ellos, con el primer sensor colocado a una distancia  $D$  de la fuente, a esta configuración se le conoce como arreglo con eje de simetría y fue propuesto por Sánchez-Salineró (1987) para balancear los efectos del campo cercano.

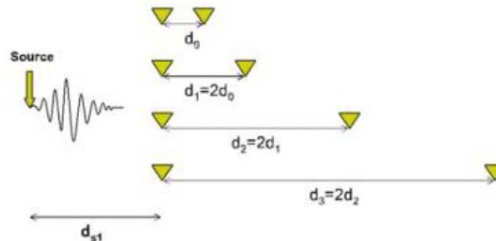
Figura 17. Configuración con eje de simetría



Fuente: Felipe Ochoa, 1991

Arreglo con fuente común: Se ubica una posición fija para la fuente y el primer sensor variando la posición del segundo sensor.

Figura 18. Configuración con fuente común



Fuente: Felipe Ochoa, 1991

**Curvas de dispersión.** Se debe generar una perturbación en el suelo para generar las ondas impulsivas, este paso se desarrolla una vez se define la configuración que se va a trabajar.

Si se decide el desarrollo con eje de simetría, se ejecutan las perturbaciones (5 son suficientes) a un lado del arreglo de geófonos después se procede a cambiar la posición de la fuente simétricamente a la primera posición y se generan las perturbaciones; obteniéndose un promedio de los registros en cada sensor para contrarrestar el ruido, se realizan las dos mediciones para contrarrestar los efectos producidos por la no homogeneidad del terreno, la no horizontabilidad de los estratos y distorsiones en la fase debido a la no unicidad de la fuente mientras que el promedio de los registros mitiga el ruido existente en cada una de las mediciones mejorando la razón señal-ruido.<sup>6</sup>

Si se decide trabajar con fuente fija se realizan las perturbaciones, se promedian los registros de cada sensor para mitigar el ruido para mejorar la razón señal-ruido.

A continuación se procede a aumentar una distancia  $D$  los geófonos, se aumenta nuevamente la distancia para una tercera toma y usando diferentes fuentes se

<sup>6</sup> ROJAS OCHOA, Felipe. Op. Cit.

obtienen curvas de dispersión en un amplio rango de frecuencias que dan información para realizar la caracterización del terreno.

Espaciamientos  $D$  cortos y fuentes débiles generan altas frecuencias, longitudes de onda cortas y poco alcance de profundidad, a grandes distancias y mayores fuentes generan rangos de baja frecuencia, mayor longitud de onda y mayor alcance de profundidad.

Los datos que se usan para obtener las curvas de dispersión son los arrojados por los sensores verticales, se obtiene la velocidad de fase de la onda Rayleigh la cual es función de la frecuencia. Para esto el principal parámetro es el tiempo de viaje de la onda entre los sensores.

Asumiendo que la onda se propaga en modo fundamental, que la propagación aumenta en profundidad y que la señal está asociada a una onda plana moviéndose unidireccionalmente, la onda puede ser expresada en el espacio de la frecuencia como la superposición de ondas planas y armónicas que tienen la forma matemática que aquellas que se propagan en el semiespacio homogéneo,

$$y(x, t) = \frac{1}{2 * \pi} \int_{-\infty}^{\infty} |y(x, \omega)| * e^{[i * (\omega * t - k(\omega) * x + \phi(f))]} d\omega \quad \text{Ecuación 4.7}$$

Donde  $|y(x, \omega)|$  es la amplitud de la densidad espectral y  $\phi(f)$  es la fase que aparece por otros efectos.

La ecuación 4.7 no es rigurosamente correcta ya que no es válida para medios estratificados, es una aproximación para la velocidad de fase, generando una dependencia temporal del lugar donde se mide la onda.

Aplicándole a la ecuación 4.7 la transformada de Fourier se obtiene:

$$Y(x, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} y(x, t) e^{i\omega t} dt = |y(x, \omega)| * e^{[i*(\phi(f)-k(\omega)*x)]} \quad \text{Ecuación 4.8}$$

Así, se obtiene una onda localizada por su frecuencia, en dos posiciones  $x_1$  y  $x_2$ , pudiéndose obtener la fase existente en el viaje de una misma frecuencia entre dos posiciones distintas.

Para  $x_1$ :

$$Y(x_1, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} y(x_1, t) e^{i\omega t} dt = |y(x_1, \omega)| * e^{[i*(\phi(f)-k(\omega)*x_1)]} \quad \text{Ecuación 4.9}$$

Para  $x_2$ :

$$Y(x_2, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} y(x_2, t) e^{i\omega t} dt = |y(x_2, \omega)| * e^{[i*(\phi(f)-k(\omega)*x_2)]} \quad \text{Ecuación 4.10}$$

Para calcular la fase se calcula la densidad espectral cruzada, que describe la distribución de la energía entre ambos sensores con la frecuencia y además, está asociado a la transformada de Fourier de la correlación temporal cruzada entre ambas señales. Así, esta estimación indica la correlación existente, en el espacio de la frecuencia, entre dos puntos por los cuales pasa una misma onda.

Debido a que la señal es discreta, se debe trabajar con algoritmos discretos, por lo cual para la determinación de la fase se calcula:

$$Y_1(\omega) = FFT(y_1(t)) \quad \text{Ecuación 4.11}$$

$$Y_2(\omega) = FFT(y_2(t)) \quad \text{Ecuación 4.12}$$

$$G_{12} = Y_1(\omega) * Y_2(\omega)$$

$$G_{12} = |y(x_1, \omega)| * e^{[i*(\phi(f)-k(\omega)*x_1)]} * |y(x_2, \omega)| * e^{[i*(\phi(f)-k(\omega)*x_2)]} \quad \text{Ecuación 4.13}$$

$$G_{12} = |y(x_1, \omega)| * |y(x_2, \omega)| * e^{[i*(k(\omega)*(x_2-x_1)]} \quad \text{Ecuación 4.14}$$

Así, la fase estará dada por la ecuación:

$$\theta_{12} = \text{atan} \left[ \frac{\text{Im}(G_{12})}{\text{Re}(G_{12})} \right]; \theta \in [-\pi, \pi] \text{ Ecuación 4.15}$$

Y la velocidad de Rayleigh se puede determinar de la siguiente forma:

$$V_{12} = \frac{\lambda_{12}}{T} = \lambda_{12} * f \text{ Ecuación 5.16}$$

$$\omega = \frac{2*\pi}{T} = 2 * \pi * f = \frac{\theta}{t} \Rightarrow t = \frac{\theta}{2*\pi*f} \text{ Ecuación 4.17}$$

$$V_{12} = \frac{D_{12}}{t} \Rightarrow V_{12} = \frac{D_{12}*2*\pi*f}{\theta_{12}} \text{ Ecuación 4.18}$$

Obteniendo la velocidad de fase de la onda Rayleigh entre ambos sensores. Con estos parametros se construyen las curvas de dispersión correspondientes.

Un aspecto importante es el rango de frecuencias en el cual la velocidad de fase es considerada valida, lo cual depende de la razon señal- ruido, la distancia existente entre sensores y la longitud de onda asociada a la señal captada. Así, dada la necesidad de establecer un criterio de selección de frecuencias validas, se utiliza la función de coherencia, definida por:

$$\gamma^2_{12} = \frac{G_{12}(\omega)*G_{12}(\omega)}{G_{11}(\omega)*G_{22}(\omega)} \text{ Ecuación 4.19}$$

Donde  $G_{12}(\omega)$  es el espectro de potencia (densidad espectral) cruzado de la señal, y  $G_{11}(\omega)$  con  $G_{22}(\omega)$  son los espectros de potencia de cada señal por separado, definidos por:

$$G_{11}(\omega) = Y_1(\omega) * Y_1(\omega) \text{ Ecuación 4.20}$$

$$G_{22}(\omega) = Y_2(\omega) * Y_2(\omega) \text{ Ecuación 4.21}$$

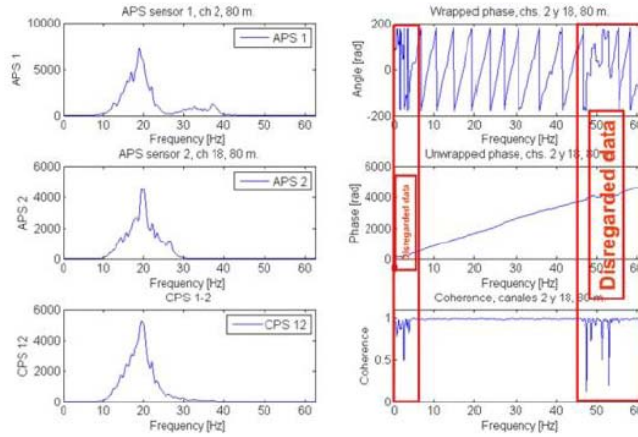
Los valores de coherencia están en el rango  $\{0,1\}$ , incrementándose la calidad de los datos en la medida que la coherencia sea más cercana a 1. Generalmente el dato se considera como válido cuando tiene coherencia mayor a 0,9.

Otro aspecto importante es el cálculo de fase que se hace a partir de la función arco tangente. La fase calculada por análisis espectral pertenece al intervalo  $\{-\pi,\pi\}$ , por lo cual otro procedimiento que se hace es el denominado desempaqueamiento de fase (phase unwrapping) que entrega el valor real de la fase.

Los análisis de Fourier generan una representación de la fase dada por una función módulo- $2\pi$ , difícil de interpretar. Por ende, es necesario desempaquear esta fase en una función continua, que permita observar la fase real, y el consiguiente tiempo de retraso para el cálculo de la velocidad de fase (ambos en función de frecuencia).

A continuación se presentan los parámetros espectrales del cálculo de fase entre 2 geófonos y el rango de frecuencia que ha sido desechada para la evaluación de misma. Se observan las densidades espectrales directas del sensor 1 (G11), el sensor 2 (G22), la densidad espectral cruzada (G12), la fase empaquetada, la fase desempaqueada, y la función de coherencia.

Figura 19. Parámetros espectrales



Fuente: OCHOA, Felipe. Caracterización Geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh. Chile, 1991.

Otro aspecto importante en la validación de datos está asociado a los efectos del campo cercano, las dimensiones de las longitudes de onda y las atenuaciones geométricas de éstas.

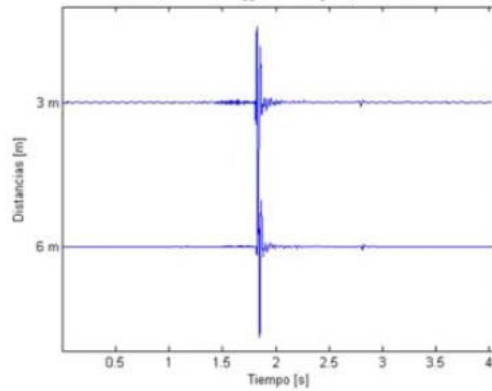
El campo cercano es la distancia (desde la fuente) a partir de la cual se puede considerar que la onda generada es exclusivamente Rayleigh. La determinación de éste campo es uno de los mayores problemas del método, logrando a través de los años y en base a modelaciones y experimentos, un criterio aproximado que mitigue en parte la existencia de ondas de cuerpo, utilizando criterios respecto de la longitud de onda. Así, se define el siguiente criterio para validar los datos por longitud de onda, propuesta por Gucunski & Woods (1992):

$$\frac{D}{3} \leq \lambda \leq 2 * D \text{ Ecuación 4.22}$$

Donde D es la distancia entre geófonos y  $\lambda$  es la longitud de onda.

### Ejemplo de curva de dispersión

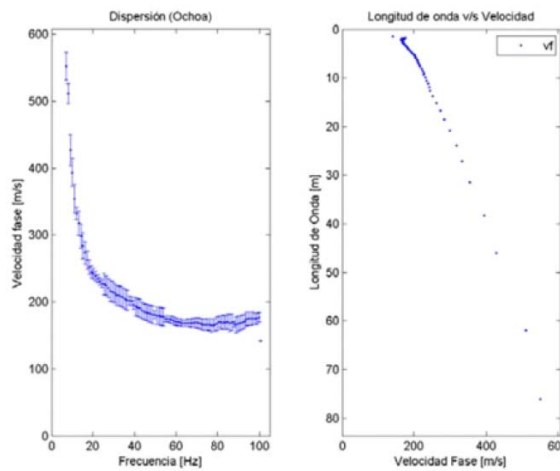
Figura 20. Registro en el tiempo (Saluggia, Italia)



Fuente: OCHOA, Felipe. Caracterización Geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh. Chile, 1991.

### Curva de dispersión para el registro de Saluggia

Figura 21. Curva de dispersión (Saluggia, Italia)



Fuente: OCHOA, Felipe. Caracterización Geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh. Chile, 1991.

**Inversión de perfiles Vs.** El problema inverso asociado al análisis espectral de ondas Rayleigh está dado por la determinación de una curva de dispersión teórica a partir de un modelo físico de propagación de ondas Rayleigh en medios

estratificados, y la comparación de ésta con la curva de dispersión obtenida a partir de los datos del terreno.

El problema de inversión se convierte en un proceso de optimización que busca minimizar el error:

$$Error = Min(V_{observada} - V_{teórica}) \text{ Ecuación 4.23}$$

Existen dos aspectos críticos en el problema de inversión:

- Elegir un modelo consistente para modelar físicamente el suelo.
- Los métodos de caracterización geotécnica asumen que el subsuelo está formado por estratos homogéneos, lineales y elásticos, de capas planas y horizontales.

Esta hipótesis no es un problema significativo ya que el método está orientado a describir la variación de las propiedades mecánicas en profundidad con un bosquejo aproximado y no exacto del subsuelo. Un problema serio en esta hipótesis es el encontrar heterogeneidades laterales en el suelo y estratos inclinados, lo que distorsiona los valores reales de los resultados.

No unicidad de la solución encontrada: El principal problema para la correcta convergencia de la solución en la optimización es la determinación de una condición inicial de iteración, dada por una configuración hipotética de estratos que describa la variación de la rigidez en profundidad, para el posterior proceso de iteración.<sup>7</sup>

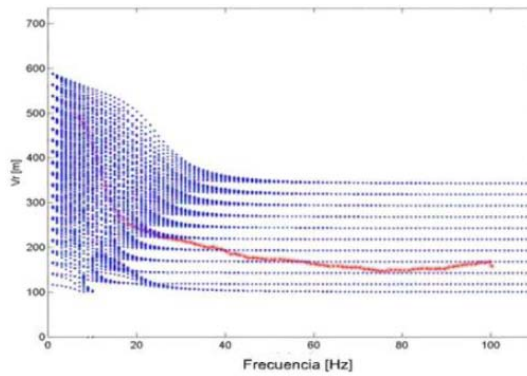
---

<sup>7</sup> Ibíd.

Dentro de las principales referencias sobre el problema inverso de ondas Rayleigh se encuentran Herrmann (1987), Tarantola (1990), Rix (1993), Orozco (2002) y Strobbia (2003).

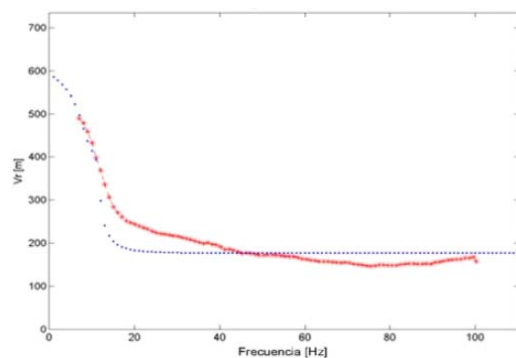
A continuación se muestra el resultado del problema de inversión de la curva de dispersión de la figura 21, suponiendo una capa en 7 metros sobre un espacio semi-infinito.

Figura 22. Iteraciones en el proceso de inversión



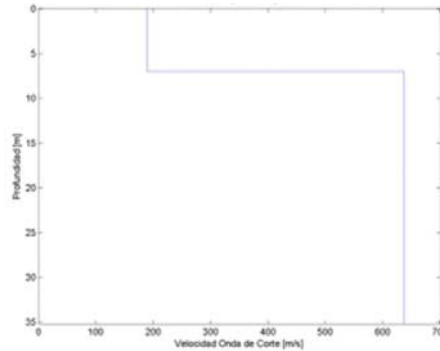
Fuente: OCHOA, Felipe. Caracterización Geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh. Chile, 1991.

Figura 23. Curva de dispersión solución



Fuente: OCHOA, Felipe. Caracterización Geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh. Chile, 1991.

Figura 24. Distribución de velocidades , capa de 7 metros sobre semi- espacio



Fuente: OCHOA, Felipe. Caracterización Geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh. Chile, 1991.

**4.4.3 Método REMI (Refraction Microtremor).** También llamada sísmica de microtremores fue propuesta por Louie (2001) y constituye uno de los más recientes avances entre los métodos geofísicos aplicados a la caracterización de sitio y evaluación de terrenos para ingeniería civil, es un método para obtener información general, en una dimensión, de volúmenes grandes de subsuelo. Las bases teóricas del método son las mismas que las del análisis espectral de onda superficial (SASW) y de los análisis Multicanales de ondas superficiales (MASW).

La fuente sísmica consiste de ruido sísmico ambiental o microtremores, los cuales son generados por ruido cultural y natural. Los registros son grabados en los equipos convencionales usados en sísmica.

La técnica de sísmica de microtremores está basada en dos ideas fundamentales. La primera, es que el equipo común de registro de refracción sísmica, se coloca en una forma casi idéntica a las mediciones de refracción de onda P superficiales, pudiendo grabar efectivamente ondas superficiales en frecuencias tan bajas como 2 Hz. La segunda idea es que una transformada en 2D de lentitud-frecuencia (p-f)



de un registro microtremor, puede separar ondas Rayleigh de otras llegadas sísmicas, y permitir el reconocimiento de la velocidad de fase verdadera de las velocidades de fase aparentes.

Dependiendo de las propiedades de los materiales en el subsuelo, la sísmica REMI puede determinar velocidades  $V_s$  a un mínimo de 40 mts y un máximo de 100 mts de profundidad.

Las ventajas de ReMi desde el punto de vista de la adquisición sísmica son: requiere solamente del equipo estándar de refracción, no requiere de una fuente de energía de onda específica y trabaja mejor en ambientes con fuerte ruido superficial, elemento de disturbio en sísmica estándar.

Para realizar la adquisición se utiliza un equipo que incluye un dispositivo de refracción digital de 12 ó 24 canales, con geófonos verticales individuales y cables de grabación. El grabador debe tener la capacidad de almacenar 12 ó 24 registros de canales con una longitud de al menos 4 segundos o más. Generalmente, se recomiendan tiempos de 15 a 30 segundos de registros. Como una regla experimental, la máxima profundidad de resolución es de casi un tercio a un medio la longitud del arreglo. Los cables de los geófonos contienen 12 geófonos verticales separados frecuentemente cada 8 a 20 metros. Estos cables se colocan en un sitio del suelo que sea plano y centrado en el objetivo deseado. Los geófonos se pueden colocar en pavimentos finos, de tal forma que exista un buen acoplamiento con el suelo. (Louie, 2001)

Figura 25. Instrumentación y geófonos de 4,5 Hz sobre placa metálica para aplicación urbana



Fuente: Método ReMi TRX consulting

Adquisición de Datos: Una de las ideas fundamentales del método es que la adquisición de los datos pueda hacerse empleando equipos de refracción sísmica tradicional. De esa forma, pueden grabarse registros de ruido natural (microtremores) que incluyan ondas superficiales con frecuencias tan bajas como 2 Hz.<sup>8</sup>

La frecuencia de los geófonos pueden ser de 8 -10 Hz; para estudios de mayor profundidad se pueden usar geófonos de 4,5 Hz. Los espaciamentos (y longitudes de tendidos) a emplear dependerán de la profundidad de la investigación y nivel de resolución deseado y normalmente se encuentran desde 1 metro (estudios someros de alta resolución) hasta más de 10 metros para estudios profundos.

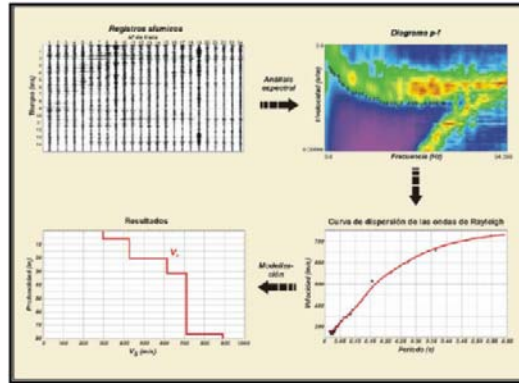
Procesamiento de datos: El procesamiento ReMi involucra tres pasos: Análisis espectral de velocidad, selección de la Dispersión Fase-Velocidad Rayleigh y modelado de la velocidad de la onda de Cizalla.<sup>9</sup>

---

<sup>8</sup> LINARES, Giselle. Introducción y aplicación de la sísmica de microtremores en áreas urbanas. Informe Final curso en Cooperación Sartenejas, Baruta. Universidad Simón Bolívar. 2005. p. 116.

<sup>9</sup> *Ibíd.*

Figura 26. Procesamiento de los registros en el método ReMi



Fuente: LINARES, Giselle. Introducción y aplicación de la sismica de microtremores en áreas urbanas. Informe Final curso en Cooperación Sartenejas, Baruta. Universidad Simón Bolívar. 2005. p. 116.

**Análisis espectral de velocidades.** El análisis espectral de velocidades está basado en la transformada  $p - \tau$  o “Slant-Stack” descrito por Thorson y Claerbout (1985). Esta transformación toma una sección de registros de sismogramas múltiples, con amplitudes relacionadas con la distancia y el tiempo ( $x-t$ ), y las convierte a amplitudes relacionadas con el parámetro de rayo  $p$  (el inverso de la velocidad aparente), y un intercepto en el tiempo  $\tau$ . Clayton y McMechan (1981) y otros autores usaron la transformada  $p - \tau$  como un paso inicial para el análisis de la velocidad de refracción en ondas P (Louie,2001).

La aplicación de la transformada permite la separación, identificación y selección de la curva de dispersión de las ondas Rayleigh (con velocidades de fase verdaderas), de entre todos los eventos registrados.

La transformada  $p - \tau$  es una integral de línea a lo largo de un registro sísmico  $A(x,t)$ , en una dirección  $x$  y un tiempo  $t$ .

$$A(p, \tau) = \int_x A(x, \tau = \tau + px) dx \quad \text{Ecuación 4.24}$$

Donde la pendiente de la línea  $p=dt/dx$  es el intervalo de la velocidad aparente  $V_a$  en la dirección de  $x$ . En práctica  $x$  está discretizada en intervalos  $n_x$  con espaciamentos finitos  $dx$  (usualmente 8-20 metros), así que  $x=jdx$ , con  $j$  como un entero. Del mismo modo, el tiempo está discretizado con  $t=idt$  (con  $dt$  usualmente 0,001-0,01 segundos), dando una forma discreta de la transformada  $p - \tau$  para positivos y negativos  $p=p_0 + ldp$  y  $\tau = kdt$  llamado el slant-stack [Giselle Linares, 2005].

$$A(p = p_0 + ldp, \tau = k dt) = \sum_{j=0}^{n_x-1} A(x = jdx, t = idt = \tau + px) \quad \text{Ecuación 4.25}$$

Comenzando por  $p_0 = -p_{max}$ .  $p_{max}$  define el inverso de la velocidad mínima que se encontrará, usualmente se coloca en 200 m/s, pero se encuentra en 100 m/s o menos para sitios suaves particulares.  $np$  se coloca efectivamente para que sea uno a dos veces  $n_x$ . Aquí  $dp$  puede variar entre 0,0001-0,0005 seg/m, y se coloca para que cubra el intervalo desde  $-p_{max}$  a  $p_{max}$  en incrementos de lentitud de  $2np$ . Esto analizará la energía que se propaga en ambas direcciones a lo largo de la línea receptora de refracción. Las amplitudes en tiempos  $t = \tau + px$ , que varían entre los puntos de tiempo muestreados, son estimados por interpolación lineal.

Realizado lo anterior se toma cada traza  $p - \tau$  en  $A(p, \tau)$  (ecuación 4.25) y se calcula la transformada de Fourier compleja  $F_A(p - f)$  en la dirección de  $\tau$  o tiempo de intercepción:

$$FA(p, f) = \int A(p, \tau) e^{-i2\pi f \tau} d\tau \quad \text{Ecuación 4.26}$$

Para la cual la transformada de Fourier discreta con  $f=mdf$  es

$$FA(p, f = mdf) = \sum_{k=0}^{nt-1} A(p, \tau = kdt) e^{-i\pi mdfkdt} \quad \text{Ecuación 4.27}$$

Para llevar a cabo una buena resolución en la frecuencia, se requieren tiempos más largos en los registros.

El espectro de potencia  $S_A(p, f)$  es la magnitud cuadrada de la Transformada de Fourier compleja:

$$SA(p, f) = FA^*(p, f)FA(p, f) \quad \text{Ecuación 4.28}$$

En donde el \* denota la conjugada compleja. Este método suma conjuntamente dos transformadas  $p - \tau$  de un registro, a lo largo de la línea receptora, ya sea en las direcciones forward (hacia adelante) o reverse (hacia atrás) de la misma (Louie, 2001). Para sumar las energías en esas direcciones, en un eje de lentitud, que representa el valor absoluto de  $p$ ,  $|p|$ , se suma alrededor de  $p=0$  con

$$SA(|p|, f) = [SA(p, f)]_{p \geq 0} + [SA(-p, f)]_{p < 0} \quad \text{Ecuación 4.29}$$

Esto completa la transformada de un registro desde el espacio distancia-tiempo  $(x, t)$  al de  $p$ -frecuencia  $(p, f)$ . El parámetro de rayo  $p$  para estos registros es el componente horizontal de lentitud (inverso de la velocidad) a lo largo del arreglo. Para analizar más de un registro, a partir de un arreglo de ReMi, las imágenes  $p$ - $f$  de los registros individuales  $SA(|p|, f)$  son sumados punto a punto en una imagen de potencia:

$$Stotal(|p|, f) = \sum_n S_{AN}(|p|, f) \quad \text{Ecuación 4.30}$$

Por lo tanto, el análisis lentitud-frecuencia ha producido un registro de la potencia espectral total en todos los registros de un sitio, que se grafica en los ejes ( $p-f$ ). Si se logran identificar tendencias en donde una fase coherente tiene una potencia significativa, entonces, para el análisis de dispersión, se pueden seleccionar los “picks” lentitud-frecuencia en un diagrama típico periodo-velocidad<sup>10</sup>.

La transformada  $p - \tau$  actúa como un filtro pasa-bajos 1/frecuencia, sobre las amplitudes en los datos. Sin embargo, este filtro no distorsiona o influye en las frecuencias. La transformada apila cada tiempo de intercepto a lo largo de líneas paralelas, así que no hay ninguna distorsión de la frecuencia.

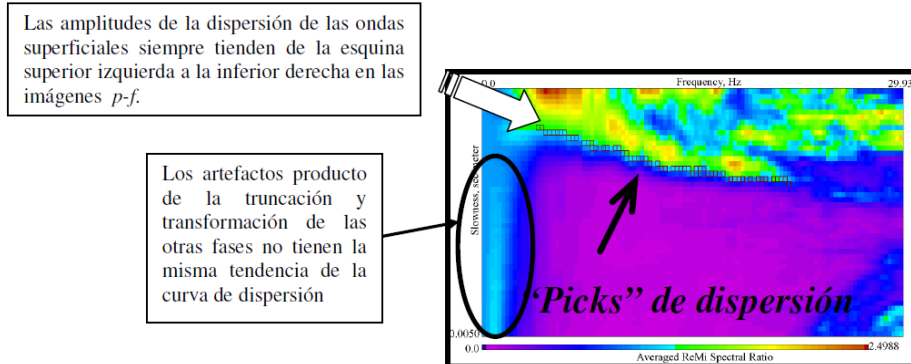
La pendiente distintiva de las ondas dispersivas es una real ventaja en los análisis  $p-f$ . Las otras llegadas que aparecen en los registros de microtemores, como las ondas corporales y de aire, no pueden poseer tal pendiente. La imagen de potencia espectral  $p-f$  mostrará en dónde tales ondas tienen energía significativa. Incluso, si en un registro sísmico, la mayoría de la energía tiene una fase distinta a las de las ondas Rayleigh, los análisis  $p-f$  separarán esa energía de las curvas de dispersión que esta técnica interpreta, en un gráfico lentitud-frecuencia. Este método puede analizar satisfactoriamente la dispersión Rayleigh, en donde las técnicas SASW no pueden, por medio del registro de varios canales, por la retención de sismogramas completos verticales y por el empleo de la transformada  $p-f$ .<sup>11</sup>

---

<sup>10</sup> Ibid.

<sup>11</sup> Ibid.

Figura 27. Análisis espectral de las ondas dispersivas



Fuente: LINARES, Giselle. Introducción y aplicación de la sismica de microtemores en áreas urbanas. Informe Final curso en Cooperación Sartenejas, Baruta. Universidad Simón Bolívar. 2005.

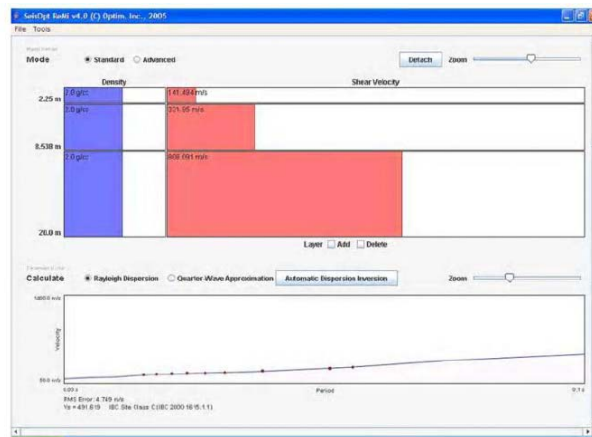
Selección de la curva de dispersión de las ondas Rayleigh: Para lograr una normalización de las imágenes  $p$ - $f$ , se calcula un cociente espectral de energía. El cociente se calcula en cada combinación lentitud-frecuencia tomando el valor de la energía en ese punto y dividiéndolo entre la suma de la energía para todos los valores de lentitud de esa frecuencia. Entonces, la selección de velocidades de fase en las frecuencias donde se observa claramente una pendiente pronunciada en el cociente espectral permite identificar la curva de dispersión deseada.

Modelado de la velocidad de la onda S: El método ReMi realiza un modelado interactivo hacia delante de la curva de dispersión (en modo fundamental), seleccionada a partir de las imágenes  $p$ - $f$ , haciendo uso de un código adaptado de Saito (1979,1988) por Yuehua Zeng (1992) en Louie (2001). El modelado itera en la velocidad de fase a cada periodo (o frecuencia), reporta cuando no se ha encontrado solución con los parámetros de iteración y puede modelar inversiones de velocidad.<sup>12</sup>

<sup>12</sup> Ibid.

Se ha implementado también en el software la capacidad de realizar el modelado a través de un modelo gráfico por capas ajustables por el usuario.

Figura 28. Software de procesamiento ReMi para sismica de Microtremores



Fuente: Simón Rojas, 2008

Dicha parte del procesamiento es la más dependiente de la experiencia y habilidades del intérprete debido al hecho de que el método ReMi no depende de una inversión de las selecciones de la curva de dispersión para calcular la estructura de velocidades.

#### 4.4.4 Aplicaciones de los métodos de Ondas superficiales a la caracterización de suelos

Caracterización de subsuelos: Su base es la observación de un campo de onda, en el cual se miden las propiedades de propagación y por medio de procedimientos de interpretación obtener la distribución de propiedades del subsuelo que influyen en la propagación como son la deformación y las propiedades disipativas en esfuerzos muy bajos.

El campo de onda es muestreado en el espacio y el tiempo. A partir de los registros obtenidos se infieren las propiedades de propagación y se usan para una representación o procedimiento de inversión que conduzca a la distribución geométrica de las características del subsuelo y al comportamiento dinámico del sitio.

Los SWM son usados como métodos de pruebas no destructivas que suministran parámetros claves en geotécnica, infiriendo la variación de velocidades  $V_s$  con la profundidad de los materiales cercanos a la superficie a partir de mediciones de ondas superficiales tipo Rayleigh.

Perfiles de  $V_s$ : La variación de la velocidad de las ondas de corte está relacionada con el grado de compactación de los suelos. Estos factores afectan dramáticamente el carácter dispersivo de la energía de las ondas superficiales. Una clave para explotar las ondas superficiales como herramienta en la caracterización de sitio, es la sensibilidad de estas ondas a la velocidad de la onda de cizalla, a la velocidad de la onda corporal, a la densidad y a la estratificación en el espacio medio. Una caída dramática de la velocidad de la onda de cizalla, es característica de los materiales que han empezado a colapsar en forma de vacíos creados en la profundidad.

Caracterización de pavimentos: El objetivo es estimar el módulo y relación de Poisson en cada capa. Estos parámetros junto con el espesor de las capas son los parámetros que determinan el estado y la respuesta elástica de las construcciones. Un sistema de pavimento es bastante desafiante para un levantamiento sísmico, no solo por la profundidad superficial (<1,5 m) sino también por la inusual estructura de velocidades sísmicas. La capa superior tiene velocidades P y S

significativamente más grandes que las capas inferiores, y cada capa tiene un significativo contraste de velocidad con la capa supra o infrayacente.

Riesgo Sísmico: Los parámetros de  $V_s$  se pueden usar como parámetros directamente relacionados con la consistencia del terreno, el valor promedio de los valores  $V_s$  para los 30 metros más superficiales del terreno ( $V_s 30$ ) constituye un parámetro universalmente aceptado por la clasificación de suelos según las normas IBC (International Building Code). Estas normas se describen la respuesta del terreno frente a movimientos sísmicos y los efectos de amplificación de las ondas de cizalla en los niveles superiores. El método ReMi determina de forma rápida los valores de  $V_s 30$  para la caracterización del terreno usando el ruido ambiental para determinar el promedio de velocidades de onda S a 30 metros.

Tabla 4. Clasificación de suelos según IBC

IBC TABLE 1615.1.1: Site Class Definitions				
Site class	Soil profile name	Average properties in top 30 m, as per section 1615.1.5		
		Soils shear wave velocity, $V_s$ , (m/s)	Standard penetration resistance, $N$	Soil undrained shear strength, $S_u$ (psf)
A	Hard Rock	$V_s > 1,524$	Not applicable	Not applicable
B	Rock	$762 < V_s \leq 1,524$	Not applicable	Not applicable
C	Very dense soil & soft rock	$365.7 < V_s \leq 762$	$N > 50$	$S_u \geq 2,000$
D	Stiff soil profile	$182.9 < V_s \leq 365.7$	$15 \leq N \leq 50$	$1,000 \leq S_u \leq 2,000$
E	Soft soil profile	$V_s < 182.9$	$N < 15$	$S_u < 1,000$
E	-	Any profile with more than 10 feet of soil having the following characteristic: 1. Plasticity index $PI > 20$ ; 2. Moisture content $w \geq 40\%$ , and 3. Undrained shear strength $S_u < 1,000$		
F	-	Any profile containing soils having one or more of the following characteristics: 1. Soils vulnerable to potential failure or collapse under seismic loading such as liquefiable soils, quick and highly sensitive clays, collapsible weakly cemented soils. 2. Peats and/or highly organic clays ( $H > 3.048m$ of peat and/or highly organic clay where $H$ = thickness of the soil) 3. Very high plasticity clays ( $H > 7.62m$ with plasticity index $PI > 75$ ) 4. Very thick soft/medium stiff clays ( $H > 36.576m$ )		

For S1: 1 foot = 0.3048m, 1 foot = 304.8mm, 1 square foot = 0.0929mm<sup>2</sup>, 1 pound per square foot = 0.0479kPa

Fuente: LINARES, Giselle. Introducción y aplicación de la sismica de microtremores en áreas urbanas. Informe Final curso en Cooperación Sartenejas, Baruta. Universidad Simón Bolívar. 2005.



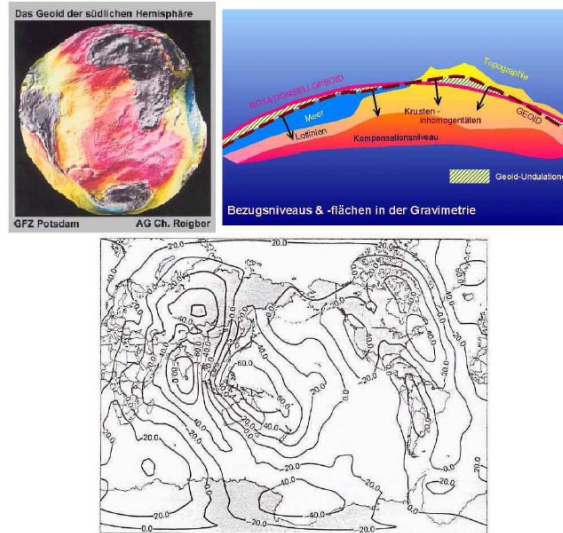
## 5. GRAVIMETRÍA

La gravimetría consiste en la medición del campo de gravedad y sus variaciones debido a la desigual distribución de masas en el interior de la tierra. Suele emplearse cuando el objeto de estudio es el campo de gravedad o las variaciones de densidad responsables de su variación (tomado de wikipedia, la enciclopedia libre).

Es indispensable obtener valores reales y teóricos de la gravedad para por diferencias establecer las anomalías; para el valor teórico se deben tener en cuenta las variaciones geométricas del planeta y la fuerza centrífuga de rotación. En el valor real se deben considerar las variaciones de la densidad local.

El método fue aplicado inicialmente por la industria del petróleo en Estados Unidos y México y su objetivo era ubicar domos de sales, que podrían almacenar petróleo. Los orígenes del método se remontan a finales del siglo XIX cuando el húngaro Roland von EÖTVÖS desarrolla la balanza de torsión la cual mide distorsiones del campo gravitatorio.

Figura 29. Gravimetría



Fuente: Chelotti L, Acosta N Cátedra de Geofísica Aplicada, 2009

## 5.1 PRINCIPIO DEL MÉTODO

Ley de Gravitación de Newton: Un cuerpo inicialmente en reposo cae en el vacío, transcurrido el primer segundo tendrá una velocidad de 9,80 m/s en dirección vertical, en el siguiente segundo su velocidad será  $9,80 \text{ m/s} + 9,80 \text{ m/s} = 19,60 \text{ m/s}$ , el aumento de la velocidad durante cada segundo se denomina aceleración de la gravedad y se expresa como 9,80 m/s por cada segundo, es decir,  $9,80 \text{ m/s}^2$ . La aceleración de la gravedad se debe a la aceleración gravitatoria que la tierra ejerce en cada cuerpo, menos la fuerza centrífuga causada por la rotación de la tierra y dirigida en dirección perpendicular al eje de rotación de la tierra y hacia afuera.

Potencial y campo gravitatorio de la tierra: El potencial se define como trabajo rendido por la fuerza al mover una masa unitaria desde punto arbitrario.

## 5.2 ADQUISICIÓN

Se debe ubicar el área a estudiar evaluando toda la información que se contenga sobre la zona, a continuación se definen puntos bases (donde las lecturas se toman dos o tres veces) y las estaciones en torno a las bases (la lectura se realiza una sola vez), estas ubicaciones deben conformar una malla regular.

Se deben determinar cotas y distancias entre las estaciones evitando errores en los cierres de polígonos, también es necesario considerar el margen de error probable de gravedad para hacer las correcciones por latitud; a continuación se procede a realizar la adquisición de los valores de  $g$  (obtenidos con gravímetros).

## 5.3 PROCESAMIENTO DE INFORMACIÓN

Es necesario realizar una serie de correcciones para homogeneizar los datos y hacerlos comparables para la graficación con el objetivo de interpretarlos geológicamente.

**5.3.1 Correcciones temporales.** La función de esta corrección es obtener valores corregidos como si todas las estaciones se hubieran monitoreado al tiempo (y con el mismo instrumento). Las variaciones de la gravedad con el tiempo se deben a:

- Efectos de mareas terrestres: La variación de la gravedad es producto de las deformaciones temporales del geoide originadas por la atracción del sol y la luna.
- Deriva instrumental: Cambio en la lectura del aparato de medición debido a la fatiga del mismo.

**5.3.2 Compensación por el método de polígonos.** Una vez realizada la corrección temporal, se chequea el error de cierre, si no da cero se compensa el error en las diferentes estaciones, dividiendo el error entre el número de estaciones.

**5.3.3 Correcciones espaciales.** El objetivo es obtener valores donde se busca cancelar los efectos de latitud y altimetría.

- Latitud: A menor radio terrestre mayor es el valor de la gravedad pero también donde haya menor masa interpuesta menor será el valor; g es mayor en los polos. La siguiente es la fórmula de la gravedad teórica para una latitud  $\varphi$  en base al elipsoide de revolución (modelo básico que supone la tierra formada por capas homogéneas concéntricas y sometidas a la fuerza de gravedad que tienden a hacerla esférica y a la fuerza centrífuga que tiende a ensanchar en el ecuador donde esta es máxima)

$$g = 978,0327 (1 + 0,0053024\text{sen}^2\varphi - 0,0000058\text{sen}^2 2\varphi) \quad \text{Ecuación 5.1}$$

Para la corrección se tiene en cuenta que la gravedad crece en ambos hemisferios a medida que nos acercamos a los polos existiendo una diferencia normal de gravedad entre las estaciones y la base debido a la diferencia de altitud entre ellas. En el hemisferio sur la corrección será positiva para todas las estaciones al norte de la base y negativa para las que están al sur.<sup>13</sup>

- Altitud: El valor de la gravedad teórico se modifica según la altimetría, lo cual se manifiesta con dos efectos llamados Aire libre y Bouguer.

---

<sup>13</sup> CHELOTI L., et. al., Op. Cit.

Corrección de aire libre: Es la corrección de altura respecto a un plano de referencia establecido. Si el punto está por encima de la referencia se le suma al valor de la corrección por aire libre debido a que el campo gravitatorio terrestre decrece con la altura de la estación, si el punto está por debajo del plano de referencia se le resta.<sup>14</sup>

Un valor aproximado es  $CAL = 0,3086 \text{ mgal/m}$

Corrección de Bouger: Se debe realizar debido a los efectos gravitacionales de la masa interpuesta entre el punto de medición y el plano de referencia y suponiendo para el cálculo una losa infinita de espesor  $h$  igual a la diferencia de cotas. La corrección se resta a  $g$  si la estación está por encima de la base y se suma si está por debajo.  $CB = 0,0419\delta \text{ mgal/m}$   $\delta$  en  $\text{gr/cm}^3$ .

**5.3.4 Isostasia.** Es la condición de equilibrio que presenta la superficie terrestre debido a la diferencia de densidad de sus partes.

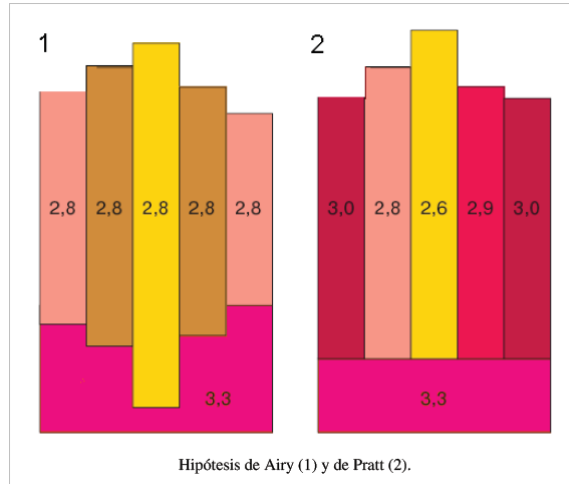
En 1735, Pierre Bouger en una expedición al Perú observó que la deflexión de la vertical era menor a la esperada basándose en la topografía visible de los andes. El mismo fenómeno se observó en un levantamiento en la India a cargo de George Everest. A partir de estas observaciones surge la idea de cierta compensación, con un contraste negativo de densidad, debe existir debajo de la topografía. Esto condujo al concepto de isostasia.<sup>15</sup>

---

<sup>14</sup> Ibid.

<sup>15</sup> WIKIPEDIA. Definición Isostasia. Disponible en Internet, URL: [www.wikipedia.org/isostasia.htm](http://www.wikipedia.org/isostasia.htm)

Figura 30. Isostasia



Fuente: WIKIPEDIA. Definición Isostasia. Disponible en Internet, URL: [www.wikipedia.org/isostasia.htm](http://www.wikipedia.org/isostasia.htm)

La condición de equilibrio isostático está dada por:

$$\int_T^H \rho dz \quad \text{Ecuación 5.2}$$

T es la profundidad de compensación, H la altura de la topografía, y  $\rho$  la densidad.

**5.3.4.1 Anomalías Isostáticas.** Cálculo especial solo aplicado en casos donde el conjunto de la corteza terrestre queda involucrado en un objetivo de investigación geofísica profunda. Se realiza la comparación entre la gravedad media (con las correcciones aplicadas) con aquella que correspondería a una situación de corteza equilibrada isostáticamente según un modelo elaborado particular.

#### 5.4 APLICACIONES

Por medio de este método se pueden detectar contrastes de densidad existente en la corteza terrestre debido a los distintos tipos de rocas que constituyen la corteza. Los pliegues como anticlinales hacen aumentar localmente la fuerza de la gravedad en sus proximidades, mientras que los domos de sal (con densidades más bajas) la disminuirán. Las rocas sedimentarias son menos densas en comparación de las rocas que conforman el basamento.

Con el método gravimétrico se puede delinear la interface o el límite de las rocas sedimentarias y las rocas del basamento subyacentes o las dimensiones de cuencas sedimentarias formando lechos o otras depresiones en las rocas del basamento. El método gravimétrico es muy útil en la exploración inicial de áreas cubiertas por una capa uniforme, que esconde los afloramientos y las estructuras del subsuelo.

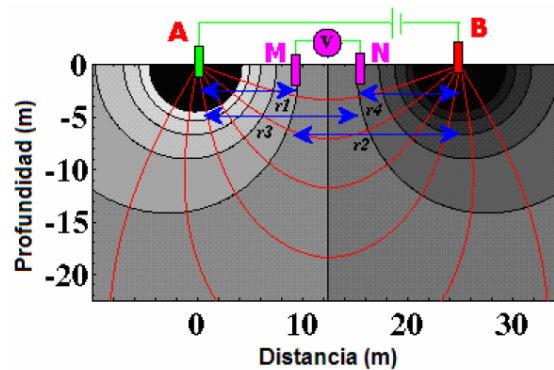
Combinando los datos gravimétricos con los resultados de la exploración sísmica, se puede identificar claramente las estructuras y formaciones geológicas como domos de sal o de roca ígnea.

En la exploración minera se aplica en la búsqueda de minerales pesados; debido al contraste alto de densidad entre los minerales pesados y las rocas adyacentes más livianas.

## 6. SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES

Los métodos de resistividad estudian, por medio de mediciones efectuadas en superficie, la distribución en profundidad de alguna magnitud eléctrica del subsuelo. El sondeo eléctrico Vertical o SEV es uno de los métodos de resistividad.

Figura 31. Esquema de arreglo tetraeléctrico para SEV



Fuente: CUESTA, Julián. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales. Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica. Informe Final para la obtención del título de Ingeniero Geofísico. 2007

El SEV es una serie de determinaciones de resistividad aparente realizadas con el mismo equipo y separación creciente entre los electrodos emisión y recepción de corriente.

La adquisición se realiza con dos electrodos para energizar el suelo y dos electrodos para medir la diferencia de potencial. La correlación entre la corriente inyectada, la diferencia de potencial medida y un coeficiente geométrico relativo a



la posición de los 4 electrodos determina el valor de la resistividad aparente del sitio.

Los datos obtenidos se representan por medio de una gráfica de una curva bi logarítmica en función de las distancias crecientes entre electrodos.

La finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical de resistencias bajo el punto sondeado.<sup>16</sup>

Para realizar la adquisición se cuentan con las configuraciones: Schulumberger, Wenner y Dipolo-Dipolo.

## 6.1 ESQUEMA ELÉCTRICO

Para el esquema existen cuatro electrodos, dos de inyección de corriente generalmente identificados con las letras A y B y dos para medir el potencial eléctrico llamados M y N.

Al realizar la adquisición no solamente es importante la configuración de los electrodos sino los componentes que forman parte de el montaje, entre ellos están:

- Transmisor de corriente.
- Receptor de potencia.
- Compensador de potencial espontaneo.
- Electrodo metálicos.
- Dispositivos enlazadores.

---

<sup>16</sup> CUESTA, Julián. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales. Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. Universidad Simón bolívar, Ingeniería Geofísica. Informe Final para la obtención del título de Ingeniero Geofísico. 2007

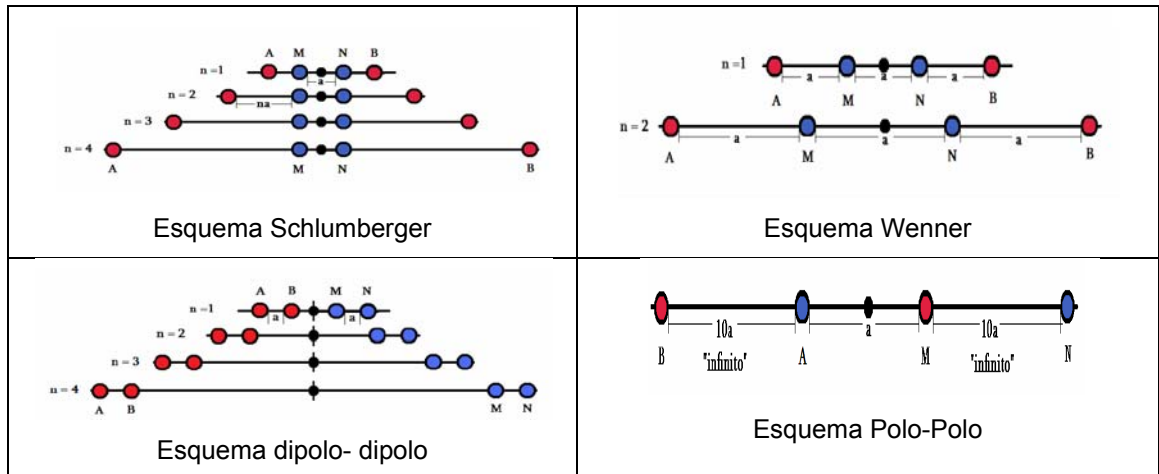
**6.1.1 Configuración Schlumberger.** En esta configuración se mantienen constantes  $M$  y  $N$ , distanciando solo  $A$  y  $B$ ; pero pueden ocurrir medidas de empalme donde se busca hacer una recuperación de la medida de potencial para valores  $AB$  mucho mayores a  $MN$ .

**6.1.2 Configuración Wenner.** En esta configuración las distancias  $AB$  y  $MN$  varían con un factor que depende de cada medición pero manteniendo estas distancias igualmente separadas en cada medida.

**6.1.3 Configuración dipolo – dipolo.** En la configuración dipolo – dipolo las distancias  $AB$  y  $MN$  se mantienen constantes pero cada par de electrodos se mantienen separados una distancia “ $n$ ”.

**6.1.4 Configuración Polo-Polo.** En esta configuración solo se utiliza un electrodo de potencia y uno de inyección, el otro par de electrodos se utilizan como referencia y se ubican al menos 10 veces la distancia entre los electrodos de medición, esto simula que la referencia sea el infinito.

Figura 32. Esquemas para configuraciones de adquisicion de SEV



Fuente: CUESTA, Julián. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales. Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica. Informe Final para la obtención del título de Ingeniero Geofísico. 2007

## 6.2 APLICACIONES DE LOS SEV

Aplicaciones en Hidrología. El procedimiento busca estructuras y capas acuíferas y la diferencia entre materiales permeables e impermeables.<sup>17</sup>

Las condiciones susceptibles a estudio son:

- Formaciones con sedimentos incoherentes: Se caracterizan porque los tamaños del grano van desde las arcillas hasta las gravas. La permeabilidad aumenta con el tamaño, se buscan materiales permeables con suficiente continuidad lateral y se logra definiendo zonas resistivas gracias a que las arcillas tienen resistividades menores a las arenas y gravas.
- Aluviones: Cuando existe suficiente contraste de resistividad con la formación subyacente, se puede detectar su espesor.<sup>18</sup>

<sup>17</sup> *Ibíd.*



- Rocas compactas: En este tipo de rocas, las aguas subterráneas sólo pueden encontrarse en grietas o fracturas o en zonas de alteración superficial. Los SEV ayudan a determinar la profundidad del techo de la roca sana y definir zonas de fracturación.
- Otras aplicaciones son, estudios de electro-estratigrafía, estudio de suelos, mapeo estructural, caracterización de materiales de construcción, caracterización de sitios industriales.

---

<sup>18</sup> *Ibíd.*

## 7. TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA

La tomografía es una técnica geofísica que consiste en determinar la distribución de un parámetro físico característico del subsuelo dentro de un ámbito espacial limitado, a partir de un número muy elevado de medidas realizadas desde la superficie del terreno o desde los sondeos.

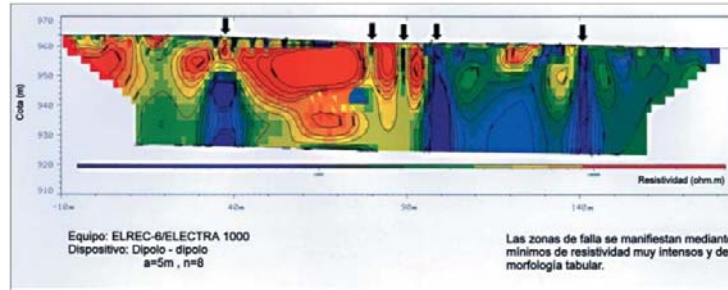
El objetivo de la tomografía eléctrica también conocida como ERT (Electrical Resistivity Tomography) es determinar la distribución real de la resistencia del subsuelo a lo largo de un perfil de medida.

Para este método es clave el número y distribución de las medidas de campo porque de ello depende la resolución como la profundidad de la investigación.

Como regla general la tomografía eléctrica requiere la obtención de un número muy elevado de datos, con pequeños espaciados entre medidas para obtener la resolución adecuada.

El resultado del estudio es un sección de distancia-profundidad con la distribución de resistividad real del subsuelo.

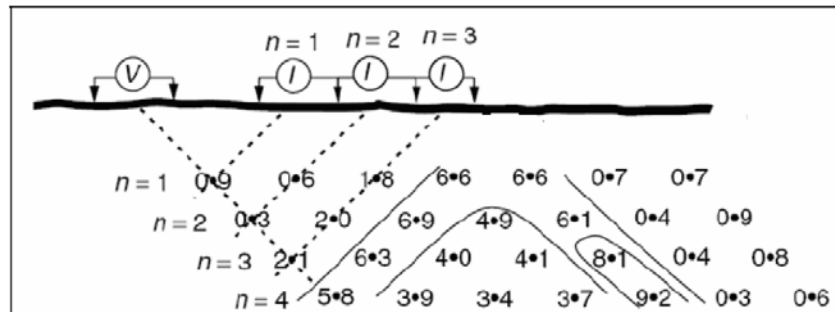
Figura 33. Ejemplo de tomografía eléctrica.



Fuente: GRANDA, Ángel y CAMBERO, José. Introducción al método de tomografía eléctrica, empleo de las técnicas geofísicas y de los ensayos in situ en los túneles de Guandurrama. Galera, José; Pescador, Salvador, Rodríguez Ángel, Torres Manuel. Artículo Científico. Madrid. 2005.

Las configuraciones utilizadas para llevar a acabo el método ERT son Dipolo-Dipolo, Polo- Dipolo, Polo-Polo, Wenner, Shylumberger.

Figura 34. Esquema de ERT

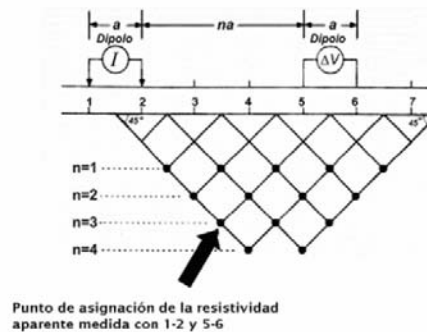


Fuente: CUESTA, Julián. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales. Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica. Informe Final para la obtención del título de Ingeniero Geofísico. 2007

## 7.1 PSEUDO SECCIÓN DE RESISTIVIDAD APARENTE

Para registrar la resistividad aparente del suelo (promedio de los efectos de las diferentes capas que componen el terreno estudiado) tomando datos procedentes de dispositivos geoelectricos se debe construir una pseudo-sección.

Figura 35. Adquisición de ERT dipolo-dipolo



Fuente: CUESTA, Julián. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales. Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica. Informe Final para la obtención del título de Ingeniero Geofísico. 2007

Los electrodos de corriente se ubican en las posiciones 1 y 2 y los de potencia se ubican en las posiciones 3 y 4 para el primer registro; el factor de separación para este registro es  $n=1$ , realizando mediciones de Intensidad  $I$  y potencia  $\Delta U$ . Usando la siguiente ecuación se determina  $\rho_a$

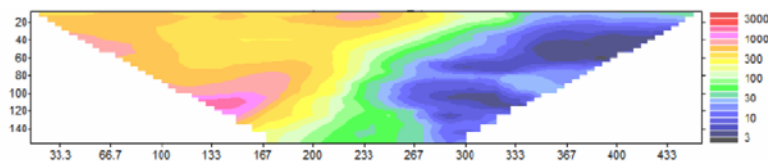
$$\rho_a = \pi * n(n + 1)(n + 2) * a \frac{\Delta U}{I} \quad \text{Ecuación 7.1}$$

Se obtiene el valor de  $\rho_a$  para las posiciones 1-2 y 3-4; desde el centro de estas posiciones se trazan líneas a  $45^\circ$  de modo que en el punto en el que se corten, se asigna el valor de resistividad aparente media.

Una vez registrado el valor de las parejas 1-2 y 3-4 se procede a realizar la medición 1-2 y 4-5, trazando el punto correspondiente, el proceso se sigue hasta registrar el valor de las parejas 1-2 y 6-7; a continuación la pareja de corrientes se ubica en la posición 2-3 y la de potencia a la posición 4-5.

La anterior configuración de pseudo-secciones es solo una convención gráfica y no implica que la profundidad de investigación sea dada por las dos líneas de 45°. Los resultados de las pseudo-secciones dan una imagen muy aproximada de la distribución de resistencia en el suelo, pero es necesaria la buena interpretación de los resultados ya que las pseudo-secciones proporcionan una imagen distorsionada.

Figura 36. Pseudo- Secciones

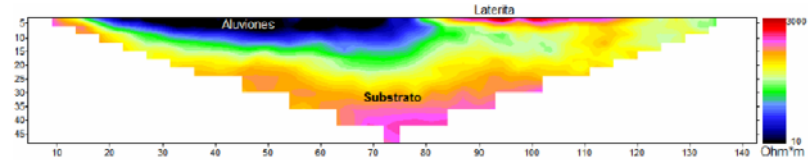


Fuente: CUESTA, Julián. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales. Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica. Informe Final para la obtención del título de Ingeniero Geofísico. 2007

## 7.2 INVERSIÓN DE PSEUDO-SECCIONES

Es necesario realizar la inversión de las pseudo-secciones aparentes para conocer la resistividad verdadera, dicha inversión se realiza por medio de programas de computador como Res2DInv de GEOTOMO SOFTWARE.

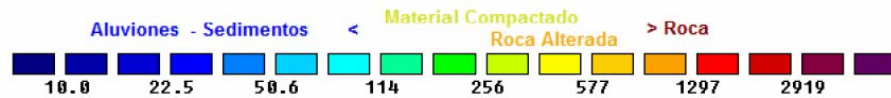
Figura 37. Imagen de resistividad verdadera



Fuente: CUESTA, Julián. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales. Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica. Informe Final para la obtención del título de Ingeniero Geofísico. 2007

### 7.3 ESCALA LOGARITMICA DE COLORES

Figura 38. Escala Logaritmica de colores usados en la interpretación deresistividad



Fuente: CUESTA, Julián. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales. Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica. Informe Final para la obtención del título de Ingeniero Geofísico. 2007

## 8. OTROS MÉTODOS GEOFÍSICOS

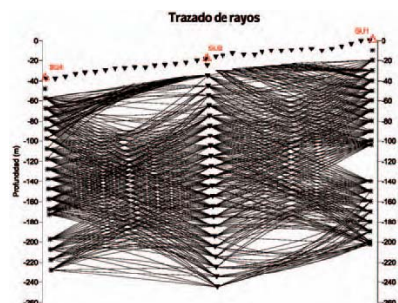
Existen otros métodos encontrados en la literatura pero que son de menor aplicación que los anteriores, a continuación se describen algunos de ellos.

### 8.1 TOMOGRAFÍA SÍSMICA CROSS HOLE

Este método utiliza las ondas elásticas como elemento a partir del cual es posible obtener una imagen con la distribución espacial de las velocidades sísmicas dentro de un volumen de roca. La resolución está definida por la distancia entre los sondeos de emisión y recepción, a mayor distancia menor resolución; cuanto más puntos de tiro existan más combinaciones fuente receptor existirán y por lo tanto más datos para definir una estructura.

Realizada la adquisición de datos se procede a analizar los datos obtenidos. Se calculan las velocidades entre nodos de una malla definida utilizando técnicas de reconstrucción simultánea iterativa. La modificación de la velocidad inicial se produce en distintos ciclos que consta de tres estadios: cálculo del modelo de tiempos de viaje, cálculo de las residuales y aplicaciones de correcciones de velocidad. [José Galera, 2005].

Figura 39. Raypath que define las distintas combinaciones fuente-receptor

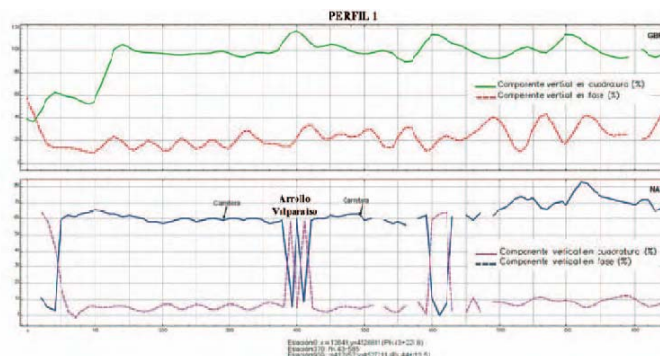


Fuente: GALERA, 2005

## 8.2 VLF (VERY LOW FREQUENCY)

Con este método se miden las modificaciones de amplitud e inclinación que sufren las componentes en fase y en cuadratura de una señal electromagnética de muy baja frecuencia cuando en su transmisión por el terreno atraviesan elementos conductores, como son las zonas de falla. Existe una red de emisoras distribuidas por todo el mundo y su señal, seleccionando la emisora más adecuada para cada zona de trabajo y para cada objetivo, se registra con los equipos geofísicos pertinentes.

Figura 40. Grafica de señales VLF en la zona del Arroyo Valparaíso

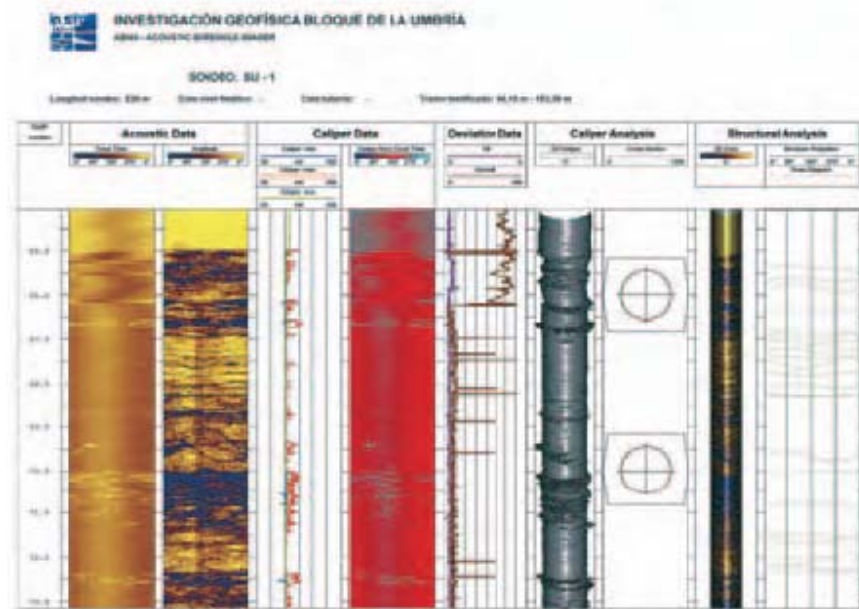


Fuente: GALERA, 2005

## 8.3 ACUSTIC TELEVIEWER

Esta técnica genera una imagen de las paredes del sondeo registrando amplitud y tiempo de viaje de las ondas acústicas reflejadas en la interfaz, fluido de perforación y paredes de sondeo. Las imágenes obtenidas son orientadas mediante magnetómetros y acelerómetros referenciándolas habitualmente respecto al norte magnético. Una vez se recolectan los datos se analizan y se conoce el estado tensional del macizo rocoso.

Figura 41. Registro realizado con Televier



Fuente: GALERA, 2005



## 9. RESUMEN DE MÉTODOS GEOFÍSICOS Y GEOTÉCNICOS

Los proyectos de ingeniería civil requieren para ser ejecutados con mayor seguridad y éxito el conocimiento del suelo sobre el cual se va a desarrollar. Es necesario estudiar el problema y las peculiaridades para definir el correcto método a usar, en Colombia los métodos geofísicos han sido poco usados en la ingeniería civil pero se han empleado para la prospección en la industria petrolera.

### 9.1 MÉTODOS GEOTÉCNICOS

Con ellos se busca reconocer el terreno e interpretar los datos que se obtienen permitiendo identificar el tipo de suelo de la zona de estudio. Sus principales objetivos son determinar las presiones de trabajo, el tipo de cimentación a usar, niveles freáticos, modo de excavación entre otros.

Dentro de los ensayos de campo se encuentran los métodos que realizan mediciones directas y mediciones indirectas.

Métodos Directos: Sondeos mecánicos, Ensayos SPT, Ensayos de permeabilidad, piezómetro.

Métodos indirectos: DPSH, Borros.

**9.1.1 Sondeos Mecánicos.** En este tipo de estudio se realiza un agujero en el sitio donde se desea conocer la composición del suelo, el tipo de sonda depende del objetivo, el lugar y la rapidez con que se desee realizar el estudio. Las ventajas de usar estos métodos son alcanzar buenas profundidades, reconocer el terreno

bajo el nivel freático, atravesar capas de roca de alta resistencia, obtener la muestra de la columna estratigráfica del sitio.

- Ensayo de penetración estándar (SPT): Standard Penetration test es uno de los métodos más usados para realizar reconocimiento geotécnico del terreno. En él se mide el número de golpes necesarios para que se introduzca una determinada profundidad una cuchara que permite tomar la muestra a estudiar. Una vez que en la perforación del sondeo se ha alcanzado la profundidad a la que se realizó la prueba, se desciende el tomamuestras, una vez realizada esta operación se levanta repetidamente la masa con una frecuencia constante, dejándola caer libremente sobre una sufridera que se coloca en la zona superior del varillaje. Se contabiliza y anota el número de golpes necesarios para hincar la cuchara los primeros 15 cm, posteriormente se introduce otros 30 cm anotando el número de golpes requerido para hincar en cada intervalo de 15 cm la penetración.

La principal utilidad de este ensayo es en la caracterización de suelos granulares (arenas o gravas) en las que es muy difícil obtener muestras inalteradas en los ensayos de laboratorio.<sup>19</sup>

Debido a la importancia que ha tomado la velocidad de corte como parámetro para caracterizar suelos se han desarrollado relaciones empíricas entre la  $V_s$  y los  $N_{SPT}$ , pero cabe aclarar que los valores deducidos de estas fórmulas derivadas con correcciones empíricas son generalmente inferiores a los medidos directamente.

Relaciones:

$$\text{Ohta \& Goto (1978) } V_s = 54.33 * N_{SPT}^{0.173} * \left( \frac{H}{0.303} \right)^{0.199} * F_a * F_b \text{ Ecuación 9.1}$$

---

<sup>19</sup> WIKIPEDIA. Suelos granulares. Artículo Web [en línea]. Disponible en Internet, URL: [www.wikipedia.org/suelos\\_granulares\\_0294.htm](http://www.wikipedia.org/suelos_granulares_0294.htm)

$$\text{Campos (2004) } V_s = 98.808 * N_{SPT}^{0.3892} \text{ Ecuación 9.2}$$

$$\text{Imai \& Yoshimura } V_s = 89.8 * N_{SPT}^{0.341} \text{ Ecuación 9.3}$$

$$\text{Covenin 1756 (2001) } V_s = 48.22 * N_{SPT}^{0.5274} \text{ Ecuación 9.4}$$

$$\text{Nehrp (2000) } V_s = 34.86 * N_{SPT}^{0.5757} \text{ Ecuación 9.5}$$

$N_{SPT}$  = Número de Golpes

H= Profundidad

Fa= Factor de edad

Fb= Factor litológico.

- Calicatas: Excavación que se realiza en el terreno para observarlo directamente, se puede realizar manual o mecánicamente.

Su principal objetivo es la observación, toma de muestras y ensayos en el terreno. Es un ensayo económico y rápido de ejecutar pero tiene como inconvenientes la profundidad de reconocimiento, la alteración de las características del terreno por la excavación, presencia del nivel freático.

### 9.1.2. Ensayos de laboratorio.

- Columna Resonante: Los parámetros dinámicos del suelo son obtenidos a partir de un análisis de una muestra cilíndrica sólida sometida a vibración. Su fundamento se basa en la transmisión de ondas del suelo. Una muestra de suelo cilíndrica inicialmente puesta bajo condiciones de esfuerzo de confinamiento es sometida a vibraciones sinusoidales que pueden ser longitudinales, torsionales o ambas, obteniendo velocidades de onda  $V_c$  y  $V_s$ . Conociéndose la geometría, la masa y los parámetros del sistema, los módulos

de cortante y longitudinal y el de amortiguamiento pueden determinarse para un valor de deformación medido. La vibración de la muestra se realiza en condiciones controladas del estado de esfuerzos, el ensayo inicia con un proceso de consolidación en la muestra mediante la aplicación de una presión de confinamiento, sometiendo luego al suelo a una tensión desviadora cíclica lo cual produce en la probeta una deformación que depende de la tensión de corte aplicada a su módulo de rigidez.

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \text{ Ecuación 9.6}$$

- Pulso Ultrasónico: Utiliza la transmisión de ondas para calcular propiedades como constantes elásticas. Consiste en medir el tiempo de propagación, con el cual se calcula la velocidad de propagación de onda de corte para después calcular el modulo de elasticidad E, módulo cortante G y el coeficiente de poisson. El ensayo consiste en inducción y medición de pulsos ultrasónicos por medio de un transmisor y un receptor que al ser sometidos a un voltaje generan una onda que viaja a través de la muestra. Identificadas las distancias entre el transmisor y el receptor, la diferencia de tiempo de las dos señales es el que permite calcular la velocidad de propagación de la onda. El ensayo es utilizado especialmente en rocas y sedimentos.

$$V_s = \frac{L}{t} \text{ Ecuación 9.7}$$

- Ensayo de corte simple directo cíclico: Consiste en la aplicación de un esfuerzo cortante horizontal a una muestra cilíndrica y la imposición de extensión nula en la otra dirección horizontal perpendicular. La muestra es restringida lateralmente con una membrana de caucho reforzada con acero que impone un área de sección transversal constante. El dispositivo ha sido utilizado ampliamente para estudiar la tensión estática y la respuesta a la tensión cíclica, la determinación

del potencial de licuefacción de suelos granulares y el análisis de fenómenos de resonancia en los suelos bajo la acción simultánea de señales cíclicas.

- Corte torsional Cíclico: En este ensayo se impone un esfuerzo cortante a una muestra cilíndrica por medio de la aplicación de un momento torsional que induce tensiones tangenciales en los planos horizontales. Se utiliza para medir las características de rigidez y amortiguamiento del material en un amplio rango de deformaciones.

## 9.2 MÉTODOS GEOFÍSICOS

Tabla 5. Resumen métodos geofísicos

METODOS	DESCRIPCION	APARATOS DE MEDICION	PARAMETROS MEDIDOS	APLICACIONES GENERALES
GRAVIMÉTRICOS	Mide las anomalías en la atracción de la gravedad debida a la diferencia de densidades de las formaciones y estructuras	Péndulo Gravimétrico Balanza de torsión.	Valor absoluto y relativo de G.	En masas grandes de densidades diferentes a sus circunvecinas.
SÍSMICOS	Se aplican microsismos por medio de explosiones, y se mide la propagación de las ondas.	Geófonos, sismógrafos.	Velocidades de propagación de ondas S y P	Estructuras geológicas que presentan contrastes en densidad y elasticidad.
ELÉCTRICO	Mide la distribución de la energía eléctrica de las corrientes naturales del terreno o la resistencia del terreno al paso de corriente eléctrica.	Electrodos, potenciometros, generadores de corriente.	Diferencias de potencial , lineas equipotenciales, direcciones e intensidades de corriente, diferencias de fase, resistividad, conductividad, actividad electroquímica.	Capas acuíferas, masas de grandes tamaños.
SÍSMICA DE REFLEXION	Observación del subsuelo por medio de las reflexiones de las ondas sísmicas que envuelven la la superficie de las diferentes formaciones.	Geófonos, equipos para generer explosiones	Velocidades de onda	Su ventaja es obtener mapas detallados de las estructuras geológicas del subsuelo. Las distancias entre el punto de explosión y el sismógrafo es menor que en refracción, no analiza la energía transmitida directamente sino que identifica la llegada de energía reflejada en alguna discontinuidad.

METODOS	DESCRIPCION	APARATOS DE MEDICION	PARAMETROS MEDIDOS	APLICACIONES GENERALES
SÍSMICA DE REFRACCIÓN	Usa los tiempos que gastan las ondas sísmicas en recorrer ciertas distancias para obtener algún conocimiento estructural de la zona.	Geófonos, equipos para generar explosiones	Velocidades de ondas	Método de reconocimiento de poco detalle, la cantidad observada es el tiempo entre la iniciación de la onda sísmica de una explosión y la primera perturbación llegada al geófono colocado a cierta distancia del punto de explosión. Es ideal para hallar estructuras donde la magnitud del relieve del subsuelo es notable. El método es incapaz de modelar inversiones de velocidad en el subsuelo.
CROSS HOLE	Utiliza dos o mas sondajes para medir las velocidades de las ondas sísmicas. Se mide el tiempo entre los sondajes y sabiendo la distancia se determina la velocidad de onda de corte.		Velocidades de ondas	Ventaja: permite obtener perfiles de velocidad a profundidades de 30 a 60 mts utilizando fuentes emisoras mecánicas. Desventajas: Las velocidades de ondas sísmicas son susceptibles a las distancias emisor-receptor.
DOWN HOLE	Utiliza un solo sondaje para la prueba. El resultado que se obtiene refleja una velocidad promedio del viaje de las ondas.		Velocidad de ondas	Esta limitado por el grado de alteración de los suelos, posibles efectos de fluidos en los sondeos, efectos de ruido sísmico y efectos del nivel fretico.

Fuente: Autor.

Tabla 6. Ventajas y desventajas de los métodos Geofísicos y Geotécnicos.

MÉTODOS GEOFISICOS	METODOS GEOTECNICOS
VENTAJAS	VENTAJAS Y DESVENTAJAS
<ul style="list-style-type: none"> <li>• Técnicas no destructivas sin perturbar el suelo y de investigación extensiva</li> <li>• Económicos rápidos y confiables permitiendo determinar la geometría y disposición de las rocas del subsuelo.</li> <li>• Revela variaciones en profundidad como en horizontalidad de las velocidades de onda P y S.</li> <li>• Detecta la profundidad del basamento y de su relieve dependiendo de variables como longitud del tendido y energía de la fuente.</li> <li>• Buenas resoluciones en los datos obtenidos en campo.</li> <li>• Mayores espacios de terreno estudiados.</li> <li>• Costos bajos, en comparación de métodos que exigen transporte de instrumentos pesados.</li> <li>• Presenta buena resolución a bajas profundidades.</li> <li>• La obtención de parámetros Vs permite obtener una visión más detallada y amplia de la zona de estudio.</li> <li>• Sólo funciona si la velocidad de propagación aumenta con la profundidad.</li> <li>• Limitado por la interpretación que le den a los resultados las personas encargadas del procesamiento.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Entregan información de un punto en específico de la zona de estudio.</li> <li>• La principal desventaja de los métodos mencionados, es la invasión al suelo mediante perforaciones y la posterior manipulación de la muestra.</li> <li>• Si son realizados en el laboratorio permiten manejar variables y repetir la prueba en varias ocasiones.</li> <li>• Permiten simular condiciones de esfuerzos sísmicos muy aproximados con la realidad (mesa vibratoria).</li> <li>• Económicos cuando se requiere caracterización de zonas de tamaños pequeños.</li> </ul>

Fuente: Autor.

## CONCLUSIONES

- El documento anterior da una idea inicial de los métodos geofísicos usados en caracterización de suelos y se plantea como la base para futuras investigaciones que se enfoquen en un solo método de análisis logrando despertar el interés por el estudio y aplicación de las ondas sísmicas en los proyectos de ingeniería.
- La base fundamental de la geofísica aplicada a la caracterización de suelos usando ondas superficiales es la propiedad dispersiva de las mismas, logrando obtener datos de las variaciones de la velocidad de corte y con ello calcular los parámetros dinámicos del subsuelo.
- Dependiendo del proyecto que se vaya a realizar se pueden usar métodos geotécnicos, geofísicos o la combinación de los dos proporcionando una mayor confiabilidad a la hora de iniciar una construcción.
- La principal ventaja de la caracterización de suelos mediante métodos geofísicos sobre los métodos mecánicos es evitar la manipulación de suelos por medio de perforaciones o sondajes, lo cual da una información sin alteraciones de las muestras permitiendo además abarcar grandes extensiones de terreno haciéndolo un método viable que optimiza costos y tiempos.
- La metodología básica usada para resolver los problemas en los métodos SAW implica el desarrollo de las curvas de dispersión experimentales, el cálculo de las curvas de dispersión teóricas y la solución del método de inversión; para realizar este análisis no solo basta un buen equipo de computo sino la experiencia de



quien realiza la interpretación logrando así curvas de dispersión adecuadas, reduciendo las distorsiones y usando rangos de frecuencia apropiados.

- El reconocimiento de los suelos para la posterior construcción de proyectos juega un papel fundamental ya que permite tener una idea más clara sobre la forma en que están constituidas las capas interiores del subsuelo, ya sea por medio de métodos mecánicos o geofísicos lo realmente importante es establecer los parámetros que permiten identificar los suelos como son los del módulo de Young, módulo de cizalla, coeficiente de Poisson entre otros.



## BIBLIOGRAFÍA

Análisis espectral de ondas Rayleigh, Caracterización Geotécnica no intrusiva, Universidad de Chile, 2002.

Cartilla Informativa Conceptos Básicos de geofísica y geología Agencia nacional de Hidrocarburos, 2009.

CEPEDA GOMEZ & ARENAS LOPEZ. Caracterización dinámica de suelos; Estado del arte e implementación del laboratorio. Trabajo de grado para optar el título de Ingeniero Civil. UIS. 2010.

CHELOTTI L, ACOSTA N, FOSTER M. Cátedra de Geofísica aplicada UNPSJB Chabut Argentina, 2009.

CUESTA HERNÁNDEZ, Julián Alfonso. Prospección Geofísica en Métodos potenciales: Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. 2007.

CUESTA, Julián. Prospección Geofísica en Métodos Potenciales. Tomografía eléctrica y sondeos eléctricos verticales para caracterización de suelos y aplicaciones en estudios hidrogeológicos. Universidad Simón Bolívar, Ingeniería Geofísica. Informe Final para la obtención del título de Ingeniero Geofísico. 2007

DOBRY, R., and VUCETIC, M. "Dynamic Properties and Seismic Response of Soft Clay Deposits," Proceedings, International Symposium on Geotechnical



Engineering of Soft Soils, Mexico City, Published by Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, A.C., Vol. 2, 1987. pp. 49-85.

GRANDA, Ángel y CAMBERO, José. Introducción al Método de tomografía eléctrica, empleo de las técnicas geofísicas y de los ensayos in situ en los túneles de Guandurrama. Galera, José; Pescador, Salvador; Rodríguez Ángel, Torres Manuel. Artículo Científico. Madrid. 2005.

HARDIN, B. O. and DMEVICH, V.P. Shear modulus and damping in soils; measurement and parameter effect. ASCE Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 98 (SM6): 603-624.

LINARES, Giselle. Introducción y aplicación de la sísmica de microtremores en áreas urbanas. Informe Final curso en Cooperación Sartenejas, Baruta. Universidad Simón Bolívar. 2005. p. 116.

Memorias Curso de interpretación Sísmica, campo escuela Colorado, Escuela de Ingeniería de Petróleos. UIS 2011.

MONTENEGRO, Giselle Linares. Introducción y aplicación de la sísmica de microtremores en áreas urbanas. 2005.

OCHOA CORNEJO, Felipe Agustín. Caracterización Geotécnica a través del uso de ondas Rayleigh. Chile. 1991.

RAMÍREZ, J.E, DURAN, L.G. Nociones de Prospección Geofísica Tomo I. Método sísmico y magnético. Universidad Nacional de Colombia. 1957.



ROJAS VIVAS, Simón Antonio. Sísmico de Refracción y Microtremores para caracterización de parámetros dinámicos superficiales en caracas, Informe de pasantía para optar el título de Ingeniero Geofísico. 1991.

ROJAS, Simón Antonio. Sísmica de Refracción y de Microtremores para caracterización de parámetros dinámicos superficiales en Caracas. Informe de Pasantía para optar al título de Ingeniero Geofísico. Sartenejas, Barula. Universidad Simón Bolívar. 2008. Decanato de Estudios Profesionales, Coordinación de Ingeniería Geofísica. p. 77

VÁSQUEZ PAREDES, Thaina Thamesis. Aplicación de los métodos sísmicos: Vibraciones naturales y Microtremores para caracterización de sitio en estudios e ingeniería Civil, Informe de pasantía para optar el título de Ingeniero Geofísico, 2008.

WIKIPEDIA. Definición Isostasia. Disponible en Internet, URL: [www.wikipedia.org/isostasia.htm](http://www.wikipedia.org/isostasia.htm)

WIKIPEDIA. Suelos granulares. Artículo Web [en línea]. Disponible en Internet, URL: [www.wikipedia.org/suelos\\_granulares\\_0294.htm](http://www.wikipedia.org/suelos_granulares_0294.htm)