

CAPITULO III

INTRODUCCIÓN

III.1 MÉTODOS SÍSMICOS

La exploración sísmica emplea las ondas elásticas que se propagan a través del terreno y que han sido generadas artificialmente. Su objetivo es el estudio del subsuelo en general, lo cual permite obtener información geológica de los materiales que lo conforman. La prospección sísmica es una herramienta de investigación poderosa, ya que con ella se puede inspeccionar con buena resolución desde los primeros metros del terreno (sísmica de alta resolución o sísmica superficial; *shallow seismic*) hasta varios kilómetros de profundidad (sísmica profunda; *deep seismic*). Así, para la sísmica profunda se utilizan fuentes de energía muy potentes (explosivos o camiones vibradores) capaces de generar ondas elásticas que llegan a las capas profundas del subsuelo, mientras que para la sísmica superficial se utilizan martillos de impacto, rifles sísmicos y explosivos de baja energía. De manera que el diseño de una campaña sísmica (equipo y material a utilizar) está en función del objetivo del estudio. Según esto, la sísmica profunda se emplea en la detección de reservorios petrolíferos (ya sea terrestre o marítima), grandes estructuras geológicas (plegamientos montañosos, zonas de subducción, etc.), yacimientos minerales, domos salinos, etc. Mientras que la sísmica superficial tiene mucha aplicación en la obra pública y la ingeniería civil.

La prospección sísmica se basa en el mismo principio que la sismología, consiste en generar ondas sísmicas mediante una fuente emisora y registrarlas en una serie de estaciones sensoras (geófonos) distribuidas sobre el terreno. A partir del estudio de las distintas formas de onda y sus tiempos de trayecto, se consiguen obtener imágenes del subsuelo que luego se relacionan con las capas geológicas (secciones sísmicas, campos de velocidades, etc.).

El desarrollo de la teoría sísmica se remonta a 1678 cuando se enuncia la Ley de la Elasticidad de Hooke¹, mucho antes de la existencia de instrumentos capaces de realizar medidas significativas. Sin embargo, no es sino hasta 1845 cuando, Robert Mallet, realiza los primeros intentos de medición de las velocidades sísmicas a través de “terremotos artificiales”, usando pólvora negra como fuente de energía y recipientes de mercurio como receptores. En 1899 Knott² desarrolla la teoría sísmica de la reflexión y la refracción. Pero, es en 1910 cuando

¹ Véase el Anexo A.1

² Knott, C. *Reflexión y refracción de ondas elásticas con aplicaciones sismológicas*. Philosophical Magazine 48. 1899, p. 64-97.

las diferencias entre las ondas S y P se da a conocer por A. Mohorovicic, quien las identifica y las relaciona con la base de la corteza, el Moho.

La sísmica de reflexión nace gracias a los primeros trabajos realizados por Reginald Fessenden, en 1913, con el fin de detectar *icebergs*. Pero no fue sino hasta 1927 cuando el método de reflexión se convierte en una técnica comercial de exploración geofísica.

En 1919, Ludger Mindtrop aplicó para una patente sobre el método de refracción y ya hacia 1930 todos los domos salinos superficiales habían sido descubiertos mediante esta técnica de exploración.

Rieber (1939) introduce la idea del procesamiento de datos sísmicos usando una grabación de densidad variable y foto celdas para la reproducción de las trazas sísmicas. Sin embargo, es en 1953, cuando las cintas magnéticas se hicieron comercialmente disponibles, que se dio el paso al inicio del procesamiento de datos; difundiendo rápidamente en los años siguientes [2]. Hasta este momento no se empleaba la geometría CMP, la cual es usada por primera vez en 1956.

A finales de los 70, coincidiendo con el auge informático y el desarrollo tecnológico, los nuevos soportes digitales y la nueva instrumentación representaron otro cambio significativo en el campo de la sísmica. Desde entonces no se ha dejado de trabajar en la continua mejora de las técnicas de adquisición y procesamiento de datos. En la actualidad toda la adquisición se realiza en formato digital y los datos son procesados antes de su interpretación.

III.2 PRINCIPIOS BÁSICOS

Cuando una onda sísmica encuentra un cambio en las propiedades elásticas del material, como es el caso de una interfase entre dos capas geológicas; parte de la energía continúa en el mismo medio (onda incidente), parte se refleja (ondas reflejadas) y el resto se transmite al otro medio (ondas refractadas) con cambios en la dirección de propagación, en la velocidad y en el modo de vibración (Figura III.1).

Las leyes de la reflexión y la refracción se derivan por el principio de Huygens cuando se considera un frente de onda que incide sobre una interfase plana. El resultado final es que ambas leyes se combinan en un único planteamiento: en una interfase el parámetro de rayo, p , debe tener el mismo valor para las ondas incidentes, reflejadas y refractadas. Si el medio consta de un cierto número de capas paralelas, la ley de Snell establece que el parámetro del rayo tiene que ser el mismo para todos los rayos reflejados y refractados resultantes de un rayo inicial dado.

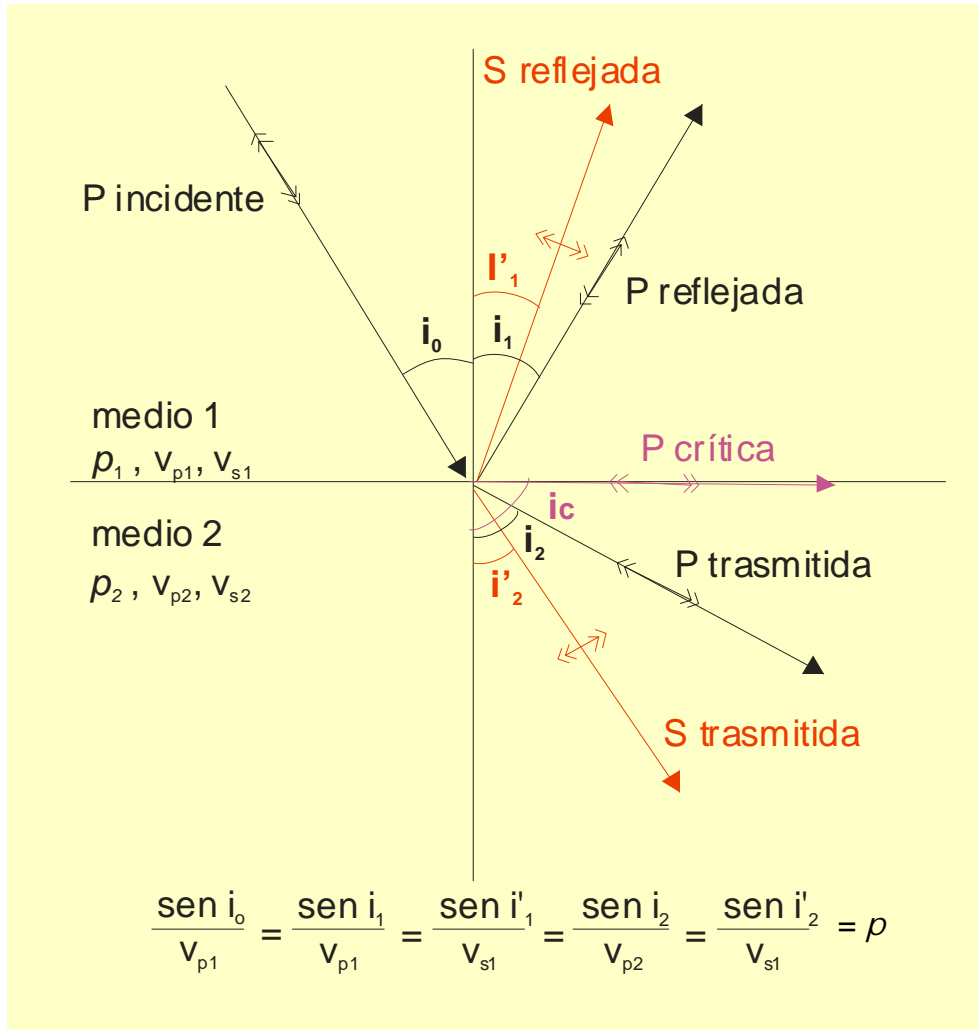


Figura III.1 Conversión de una onda incidente P. Las ondas sísmicas que viajan por subsuelo se reflejan y se refractan siguiendo la ley de Snell. La cantidad de energía de las ondas incidentes se reparte entre las ondas reflejadas, las refractadas y la absorción natural del terreno.

Cuando $V_1 < V_2$, $i_0 > i_2$, los rayos se refractan por la segunda capa y los geófonos situados en la superficie no registran el fenómeno. En el caso en el que i_2 alcanza los 90° , se define como $i_c = \text{sen}^{-1}(V_1/V_2)$ el ángulo de incidencia crítica para el cual el rayo viaja a través de la interfase.

La ley de Snell proporciona información sobre las trayectorias de los rayos, los tiempos de llegada y la posición de los refractores, pero no proporciona información alguna sobre las amplitudes de las ondas.

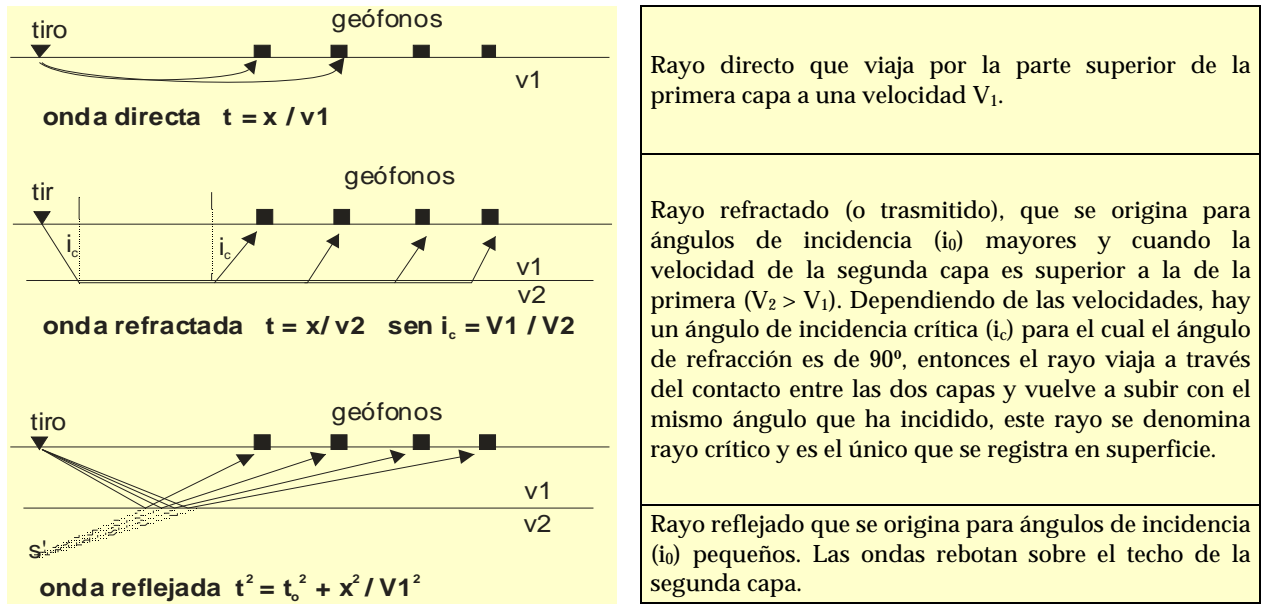


Figura III.2 Los geófonos, situados a distancias conocidas (x_i), registran los diferentes tiempos de llegada de cada tipo de onda (t_j) que está caracterizada para una determinada trayectoria. Con estos tiempos (t_j), la geometría del dispositivo experimental (x_i) y las ecuaciones de las trayectorias de los rayos se calcula la distribución de velocidades del subsuelo ($V_1, V_2; \dots$).

En el registro sísmico que se presenta en la Figura III.3 se pueden identificar claramente las ondas elásticas producto del contacto entre dos capas. Se aprecia la onda directa (1754 m/s), la onda refractada (3500 m/s) y las ondas P reflejadas (1630 m/s primera capa, y 4000 m/s segunda capa), así como la onda reflejada S_V (2858 m/s). Luego, con la información de distancia fuente-receptor y tiempos de llegada se construyen las dromocronas.

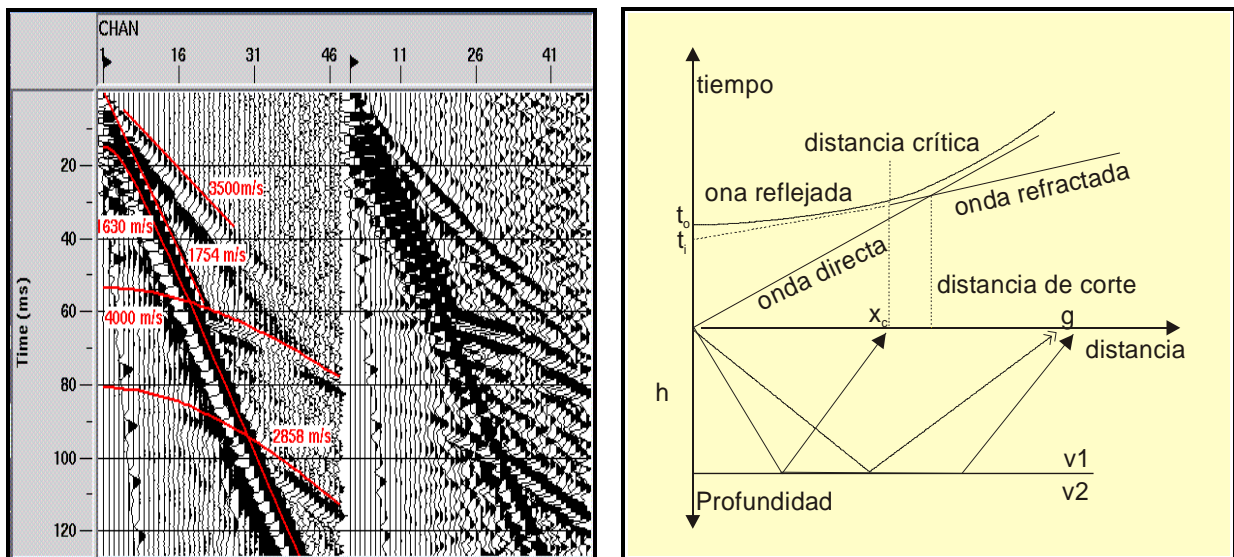


Figura III.3 Ejemplo de tiro de campo en donde se pueden ver todas las ondas procedentes del contacto entre dos capas. A la derecha se muestra las curvas espacio-tiempo (dromocronas).

III.3 SÍSMICA DE REFRACCIÓN

La sísmica de refracción realizó grandes aportaciones a la prospección sísmica en sus comienzos. Hasta la década de los 60 fue extremadamente popular, especialmente en la exploración de cuencas sedimentarias donde condujo al descubrimiento de grandes campos de petróleo; posteriormente quedó relegada por los avances del método de reflexión que proporcionaba una información más detallada [3]. Sin embargo, debido a su menor coste y al tipo de información que proporciona (campo de velocidades) la sísmica de refracción es un potente método que actualmente se emplea tanto en estudios de estructuras profundas de la corteza terrestre como en estudios del subsuelo más inmediato (*ripabilidad*, rellenos anisotrópicos, compactación de los materiales, etc.)

El método se basa en la medición del tiempo de viaje de las ondas refractadas críticamente en las interfaces entre las capas con diferentes propiedades físicas; fundamentalmente por contraste entre impedancias acústicas ($i = \rho.v$; en donde ρ es la densidad y v la velocidad de la capa). La energía sísmica se genera mediante un impacto controlado en superficie (o a una determinada profundidad) que va propagándose en forma de onda elástica a través del subsuelo interaccionando con las distintas capas, de manera que una parte de la energía se refleja y permanece en el mismo medio que la energía incidente, y el resto se transmite al otro medio con un fuerte cambio de la dirección de propagación debido al efecto de la interfase (refracción). De esta interacción, la sísmica de refracción solo considera las refracciones con ángulo crítico ya que son las únicas ondas refractadas que llegan a la superficie y pueden ser captadas por los geófonos (Figura III.4).

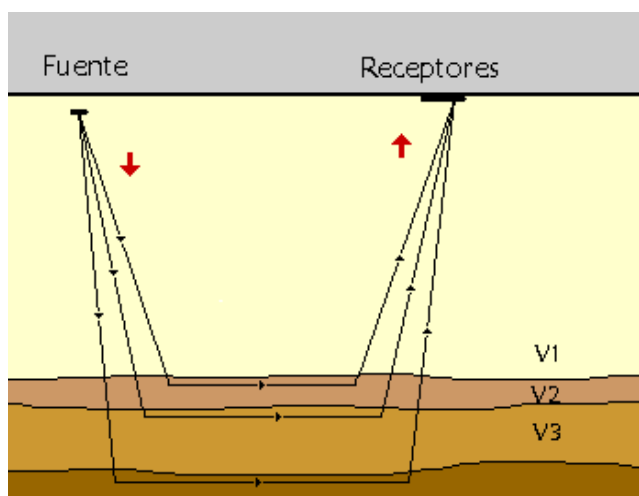


Figura III.4 La sísmica de refracción utiliza los tiempos de primeras llegadas del sismograma que corresponden a las ondas refractadas críticamente en las distintas capas del subsuelo. Cada una de estas capas se distingue por su impedancia acústica y se le llama refractor. El resultado de este método es una imagen sísmica del terreno en forma de campo de velocidades $[V(x,z)]$; que posteriormente será interpretado geológicamente.

La distancia desde los receptores al punto de tiro debe ser considerablemente grande comparada con la profundidad de los horizontes que se desean detectar, debido a que las ondas viajan grandes distancias horizontales antes de ser refractadas críticamente hacia la superficie; por ello también se suele llamar sísmica de gran ángulo. Estas largas trayectorias de propagación hacen que se disipe una mayor proporción de energía y, en particular se produzca una absorción de las frecuencias más altas, en consecuencia los datos de refracción son de bajas frecuencias comparados con los datos de reflexión y, a igualdad de fuente sísmica, se inspecciona menor profundidad.

La sísmica de refracción es especialmente adecuada cuando se desean estudiar superficies de alta velocidad, ya que brinda información de velocidades y profundidades en las cuales se propagan las ondas (Figura III.5). También es posible inspeccionar áreas más grandes más rápidamente y de forma más económica que el método de reflexión; a pesar de presentar una significativa pérdida del detalle [4].

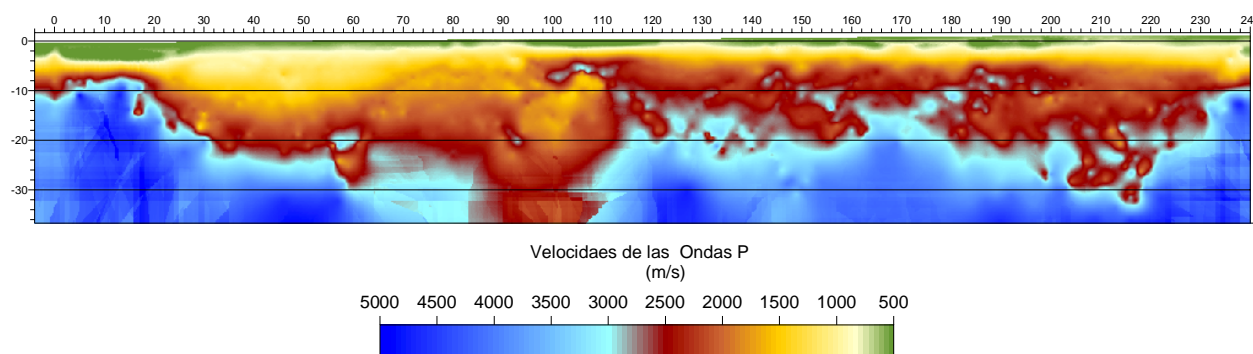


Figura III.5 El método de refracción proporciona una imagen del subsuelo en términos de campo de velocidades sísmicas $V(x,z)$. Este perfil sísmico de refracción se realizó en la cuenca evaporítica de Cardona, Barcelona (España) [5]. El techo de la sal corresponde a la capa de mayor velocidad (superior a 3500 m/s). Nótese que el contacto entre la sal y las capas superiores es altamente irregular dando cuenta de la alta plasticidad de la sal.

III.4 SÍSMICA DE REFLEXIÓN

El método sísmico de reflexión se basa en las reflexiones del frente de ondas sísmico sobre las distintas interfases del subsuelo. Estas interfases (reflectores) responden, al igual que en la refracción, a contrastes de impedancia que posteriormente se relacionaran con las distintas capas geológicas. Las reflexiones son detectadas por los receptores (geófonos) que se ubican en superficie y que están alineados con la fuente emisora. Dado que las distancias entre la fuente y los geófonos son pequeñas respecto a la profundidad de penetración que se alcanza (Figura

III.6), el dispositivo experimental soporta que se esté operando en "corto ángulo"; asegurando así la obtención de reflexiones y, distinguiéndose de la sísmica de refracción o de "gran ángulo".

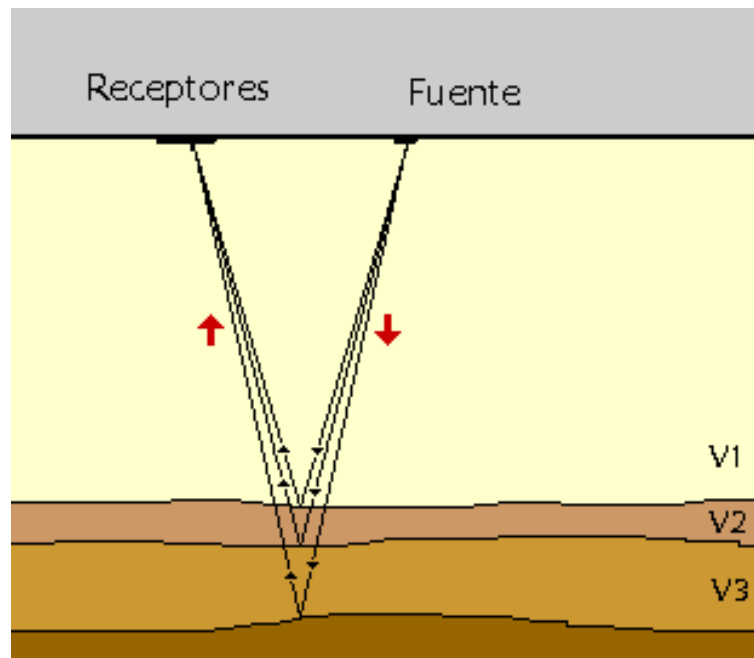


Figura III.6 Esquema básico de la emisión y recepción de los rayos reflejados en las distintas capas reflectoras.

Con el fin de conseguir un mejor reconocimiento de la zona de estudio, se realiza un número de disparos mayor y se aumenta la cantidad de geófonos en comparación con los empleados en un perfil de refracción de longitud equivalente. El resultado es un grupo de trazas sísmicas procedentes de todos los tiros que se analizan, se procesan y luego se reordenan en conjuntos de "puntos reflectores comunes" (CMP), los cuales contienen la información de todas las reflexiones halladas (Figura III.7-a). Una vez todas las trazas de un mismo CMP se han agrupado, se suman y se obtiene una traza CMP. El conjunto de todas las trazas CMP constituye la denominada *sección sísmica de reflexión* que es el resultado final de este método. Una sección sísmica es una imagen del subsuelo en donde las reflexiones se ven en forma de lóbulos negros de mayor amplitud y definen las capas reflectoras que después se asociarán a las estructuras geológicas (Figura III.7-b).

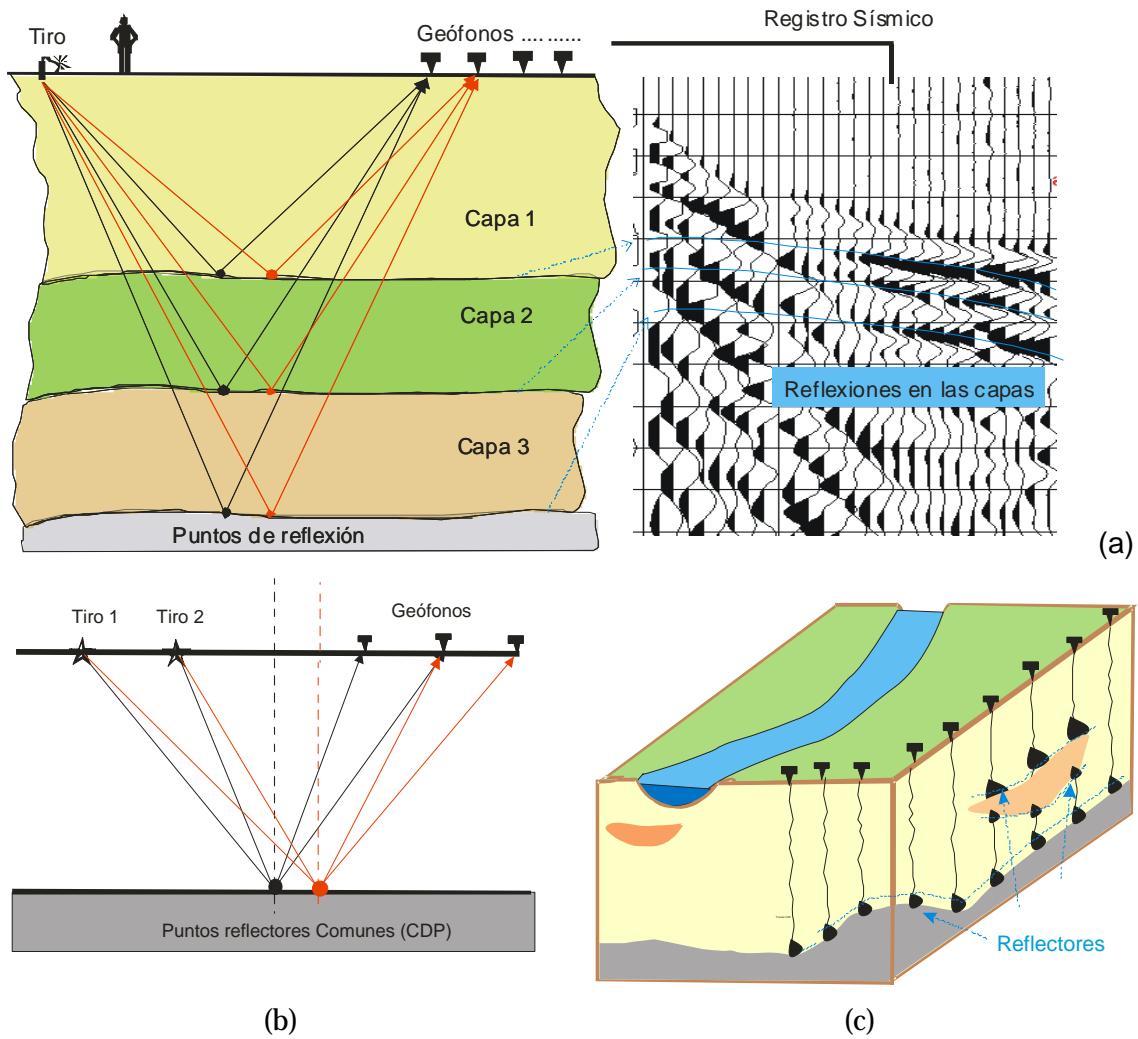


Figura III.7 (a) Esquema del recorrido de los rayos reflejados en tres capas para una posición de tiro y dos estaciones receptoras (geófonos). Debido a la ecuación de propagación, las reflexiones quedan marcadas en el registro sísmico como trayectorias hiperbólicas. (b) Una vez todas las reflexiones de un mismo CDP se han agrupado, se suman y se obtiene una traza CDP. (c) Las trazas CDP proporcionan la imagen sísmica del terreno, llamada sección sísmica.

El tratamiento de los datos en sísmica de reflexión es más laborioso y delicado que el procesado de refracción³; donde uno de los retos más importantes es conseguir aislar de los registros las reflexiones, eliminando las otras ondas (onda directa, refracciones, ruido, etc.). Esta tarea implica la aplicación de tratamientos multiseñal (filtros, deconvoluciones, etc.) que, si no se hacen cuidadosamente, pueden crear artefactos y confundirse con falsos reflectores. Otro punto conflictivo del procesado es que en las secciones sísmicas de reflexión las capas reflectoras están en modo tiempo doble debido a que cada rayo reflejado ha hecho el viaje de ida (incidencia) y vuelta (rebote). A los interpretes que están acostumbrados a trabajar con secciones sísmicas les es fácil pasar mentalmente del tiempo doble en donde se detecta un reflector a la profundidad que le tocaría (profundidad equivalente), pero en muchos casos se

³ Consultar el apartado de bibliografía si se quiere profundizar más en el tema.

facilita esta tarea automáticamente y se presentan las secciones sísmicas de reflexión convertidas a una profundidad aproximada.

Este método es una de las técnicas de prospección geofísica más utilizada debido a que su resultado es una imagen denominada sección sísmica en donde se aprecia la geometría de las estructuras geológicas (Figura III.8).

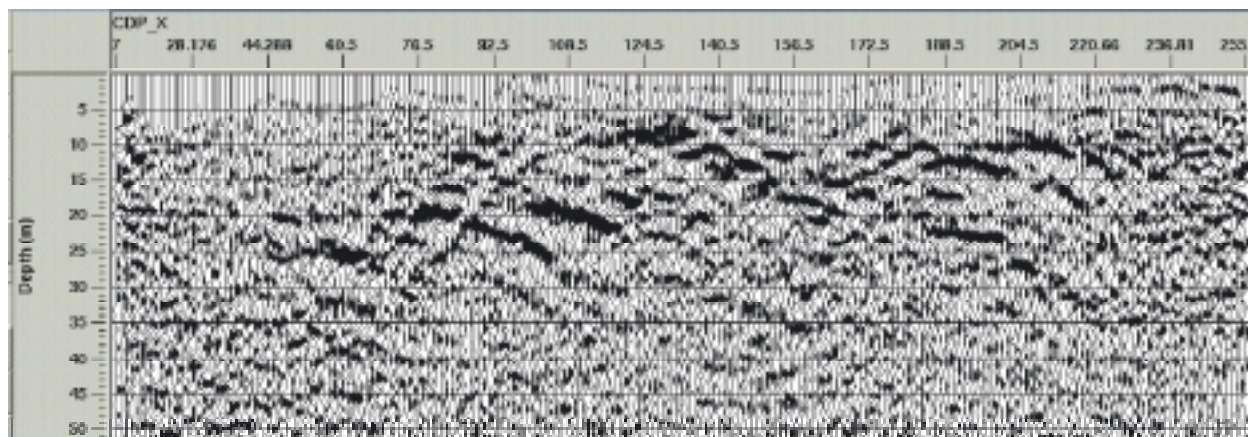


Figura III.8 Sección sísmica obtenida mediante el método de reflexión. El objetivo fundamental de este método es describir la estratigrafía del subsuelo estudiado. El perfil sísmico de reflexión coincide con el de refracción de la Figura III.5 realizado en la cuenca evaporítica de Cardona, Barcelona (España) [5].

La sísmica de reflexión tuvo su gran auge en la exploración petrolera, donde se aplicó en la búsqueda de reservorios de gas y petróleo. Sin embargo, a partir de los años 90 empezó a extenderse a aplicaciones más superficiales, en donde se combina con la sísmica de refracción de alta resolución, lográndose así expandir su campo de acción hacia los problemas relacionados con la ingeniería geológica (Figura III.9).

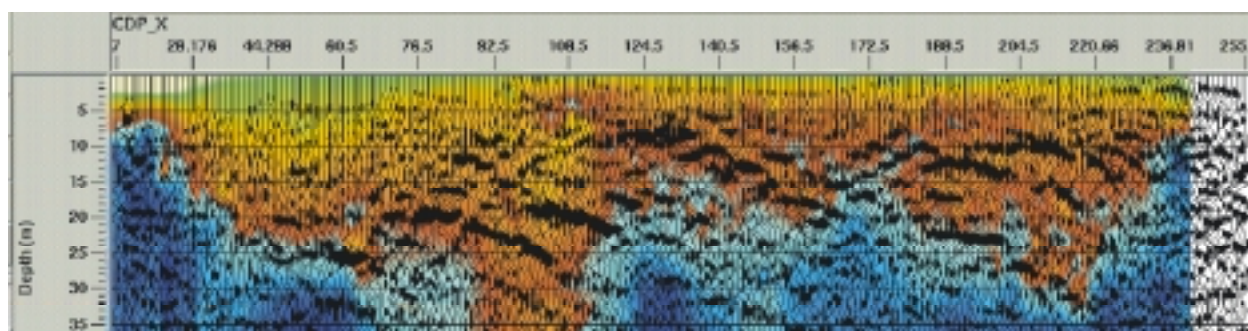


Figura III.9 Combinación de una sección sísmica (reflexión) con su correspondiente perfil sísmico de refracción. Ambos resultados pertenecen a las figuras III.5 y III.8. Nótese como el campo de velocidades de la refracción ayuda a la interpretación geológica de la sección a la vez que ha permitido su conversión a profundidad.

La sísmica de reflexión de alta resolución se basa en los mismos principios que la sísmica profunda y, al igual que ella, persigue los mismos propósitos. La diferencia estriba en que las estructuras geológicas de interés de la sísmica son menores que las de la sísmica profunda, de manera que para conseguir la resolución necesaria debe trabajarse con geometrías más reducidas y rangos de frecuencias más altos; puesto que los primeros metros del subsuelo constituyen una zona caracterizada por ser más heterogénea y con contrastes de velocidades más elevados [6]. Ello produce que el registro sísmico de la propagación del frente de ondas se distinga por un número elevado de trenes de ondas que muy a menudo se interfieren y se superponen a las reflexiones superficiales. En la Figura III.10 se intenta establecer las diferencias entre un registro de sísmica de alta resolución y uno de sísmica profunda (tomado del Yilmaz [7]). En el registro de sísmica profunda, se observa que el *Ground Roll* (A) no es lo suficientemente fuerte como para solapar las reflexiones (B, C, D, E).

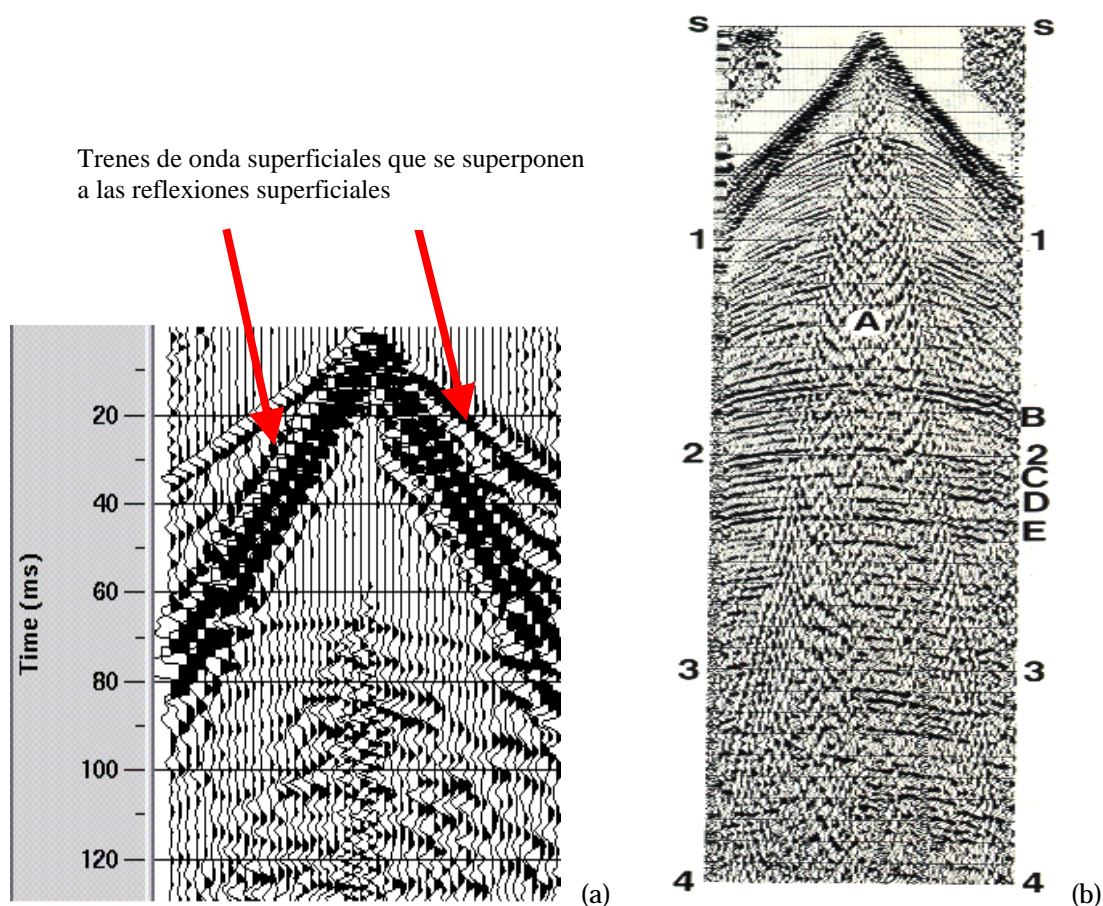


Figura III.10 La diferencia entre registros sísmicos pertenecientes a sísmica superficial (a) y a sísmica profunda (b) estriba, fundamentalmente, en que en la sísmica superficial las reflexiones de interés se superponen a las otras ondas del frente sísmico. Ello produce que el procesamiento de datos sea más complicado.

En sísmica superficial, la elección del dispositivo experimental está muy condicionada por la generación de las ondas guiadas, el *GR* y la onda aérea debido a que normalmente los datos se adquieren con un solo geófono por traza; a diferencia de la sísmica profunda en donde es clásico utilizar conjuntos (*arrays*) de geófonos que contribuyen a la formación de una traza disponiéndose estratégicamente de manera que estos frentes se interfieran destructivamente y aumente así la relación señal/ruido [8].

En general los tiros se efectúan en los extremos (tiros en cola o en cabeza) o en el centro (tiros simétricos) del dispositivo (Figura III.11). La primera geometría permite cubrir una distancia más grande de la trayectoria de los reflectores, mientras que en los tiros simétricos se obtiene un mejor control sobre las hipérbolas de reflexión; resultando un dispositivo más apropiado cuando hay reflectores inclinados [9]. No obstante, muchas veces la geometría de tiro simétrico no suele ser la más adecuada ya que las ondas guiadas, el *GR* y la onda aérea ocupan la mayor parte de la ventana temporal de los registros de campo. Como se demostrará en los siguientes capítulos, esta diferencia en la adquisición de datos ha sido uno de los puntos de valoración de la presente tesis ya que se han procesado dos líneas sísmicas en zonas con las mismas características geológicas pero una adquirida con tiro simétrico (PS-1) y otra con tiro en cola (PS-2).

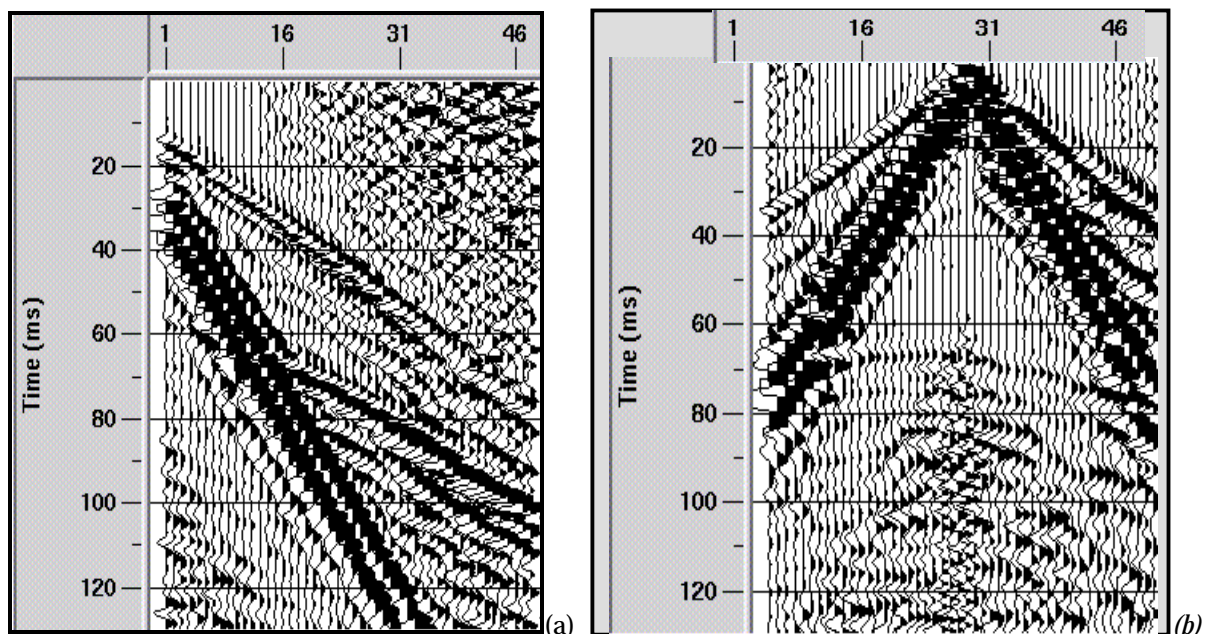


Figura III.11 Registros de campo con diferentes geometrías de adquisición en un mismo contexto geológico. (a) Tiro en cola y (b) tiro simétrico. En este caso, el tiro simétrico muestra mejor las reflexiones por debajo de los 60 ms que el tiro en cola, ya que éstas no se ven afectadas por las refracciones ni por los trenes de la onda directa. No obstante, se observan reflexiones superficiales de baja amplitud que quedan mejor descritas en el tiro en cola. Registros de campo sin procesar; espaciado entre trazas de 5 m y muestreo de 0.1 ms. Trazas escaladas con AGC de 125 ms (sobre ventana temporal de 250 ms).

Dos aspectos importantes en la definición de la geometría de adquisición son las posiciones del tiro respecto al primer geófono activo (*offset* más próximo) y la del último geófono (*offset* más lejano). Éstas dependen de las profundidades de investigación, de las velocidades del subsuelo y de la longitud total del dispositivo experimental. Una regla empírica, análoga a la de prospección profunda, consiste en que la línea de geófonos activos cubra una distancia entre 1.5 y 2 veces la profundidad máxima de los reflectores a investigar [10].