



Prácticas de Geofísica Marina

Ana M^a Antoranz Pecharromán
Angel Rodríguez Santana

Profesores del Departamento de Física de la ULPGC

Las Palmas de Gran Canaria
Marzo 2000

PRIMERA EDICIÓN

Impresión, 2000

Reservados todos los derechos. Este libro está registrado en el registro de la Propiedad Intelectual y el contenido de esta obra está protegido por la Ley ante cualquier plagio, reproducción, distribución, transformación, etc., en cualquier tipo de soporte que tuviere lugar sin la preceptiva autorización

© Ana M^a Antoranz Pecharromán

© Angel Rodríguez Santana

Depósito Legal: GC 461-2000

ISBN: 84-699-2075-8

Editado e impreso por el Servicio de Reprografía de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Campus Universitario de Tafira (Las Palmas de Gran Canaria).

Impreso en España

Presentación

En este volumen se incluyen diez prácticas de Geofísica Marina dirigidas a los estudiantes de la Licenciatura de Ciencias del Mar. El objetivo de este manual de prácticas, es que el alumno se ejercite en la aplicación de los conceptos teóricos adquiridos en el curso básico de Geofísica Marina. Este trabajo es una recopilación de ejercicios sencillos desarrollados a partir de material propio y de otras fuentes bibliográficas. Se ha considerado necesario, tanto el planteamiento de prácticas clásicas, donde el alumno realiza cálculos y representa datos, como el uso de programas informáticos. Asimismo, se introduce al estudiante en el mundo de la información a través de Internet. En cada práctica se plantean unos objetivos, se incluye una introducción donde se resumen los contenidos teóricos, necesarios para el desarrollo del ejercicio, se describe la metodología, y se plantean cuestiones para que el estudiante razone sobre el trabajo realizado. En la *práctica 1: Análisis de los tiempos de llegada en un experimento de refracción sísmica*, se obtienen curvas tiempo distancia epicentral. La *práctica 2: Perfiles sísmicos de reflexión*, está dedicada a la determinación de la profundidad de varios reflectores y espesores de las capas en un experimento de reflexión. Este ejercicio se ha desarrollado a partir de una práctica propuesta por B. W. Pipkin y col. (1987) en el libro de prácticas "Ejercicios de Laboratorio en Oceanografía". En la *práctica 3: Interpretación de sismogramas* se calcula la distancia epicentral de varios terremotos cercanos a partir de sismogramas. La *práctica 4: Propagación de las ondas sísmicas internas*, se ha desarrollado a partir de las prácticas propuestas por la UNESCO en el programa informático para educadores SeisStart (1993), y permite estudiar la propagación de las ondas sísmicas y fenómenos asociados a ellas. En la *práctica 5: Estudio de la estructura de la corteza oceánica mediante experimentos de refracción sísmica*, se determina la estructura de la corteza oceánica, para el caso de un modelo en dos capas y refractor inclinado. La *práctica 6: Estudio de la estructura de la corteza oceánica mediante experimentos de reflexión sísmica*, se determina la estructura de la corteza oceánica para un modelo en dos capas y un reflector horizontal. La *práctica 7: Trazado de rayos sísmicos y ajuste de un modelo de velocidad*, se ha desarrollado con el paquete de programas de geofísica Iaspei PC (1990), y permite el trazado de rayos sísmicos y el ajuste de un modelo de velocidad a los datos sísmicos registrados. En la *práctica 8: Análisis de las anomalías de Bouguer para una dorsal oceánica*, se calculan y analizan las anomalías de aire-libre y de Bouguer para estaciones gravimétricas situadas a lo largo de una sección transversal de la Dorsal Centroatlántica. La *práctica 9: Anomalías gravimétricas y magnéticas locales* nos permite comprobar que una misma curva de anomalías gravimétricas y magnéticas puede ser producida por estructuras diferentes. Esta práctica se ha desarrollado con el

paquete de programas de geofísica Iaspei PC (1990). La *práctica 10: Predicciones batimétricas a partir de datos altimétricos registrados desde satélites*, nos permite predecir la batimetría de un área a partir de datos altimétricos registrados por sensores radar instalados en satélites. Esta práctica se ha desarrollado a partir de una lección propuesta en el módulo 4 del programa para educación en ciencias del mar BILKO, de la UNESCO (1993).

Se incluye un capítulo denominado "*La geofísica marina en Internet*", donde se facilitan numerosas direcciones para consultar y obtener diversa información relacionada con la Geofísica Marina. Con esta aportación queremos incentivar a los estudiantes para que utilicen los recursos de la red, y reciban una formación que complemente las clases teóricas y prácticas. Un ejemplo de esto es la propuesta de realización de prácticas on-line.

Índice

1. Análisis de los tiempos de llegada en un experimento de refracción sísmica	1
2. Perfiles sísmicos de reflexión	7
3. Interpretación de sismogramas	12
4. Propagación de las ondas sísmicas internas	22
5. Estudio de la estructura de la corteza oceánica mediante experimentos de refracción sísmica	25
6. Estudio de la estructura de la corteza oceánica mediante experimentos de reflexión sísmica	28
7. Trazado de rayos sísmicos y ajuste de un modelo de velocidad	32
8. Análisis de las anomalías de Bouguer para una dorsal oceánica	35
9. Anomalías gravimétricas y magnéticas locales	39
10. Predicciones batimétricas a partir de datos altimétricos registrados desde satélites	45
La geofísica marina en internet	52
Bibliografía	56

Práctica 1. Análisis de los tiempos de llegada en un experimento de refracción sísmica

1. Objetivo

El objetivo de esta práctica es obtener las dromocrónicas y dromocrónicas reducidas para un experimento de refracción sísmica, suponiendo dos capas horizontales, sin variaciones laterales de velocidad ni gradientes verticales.

2. Introducción

El método de refracción sísmica se utiliza para determinar los modelos de velocidad de la litosfera oceánica. En la superficie del mar se generan ondas sísmicas, que son registradas por sismómetros después de haberse refractado en las diferentes discontinuidades geológicas que encuentran en su recorrido. Las ondas que se utilizan en los estudios de refracción sísmica son las refractadas críticas, que se refractan con un ángulo de refracción de 90° , se propagan en las discontinuidades presentes en el medio, y se refractan hacia superficie.

Las dromocrónicas son curvas donde se representa la distancia epicentral frente al tiempo de recorrido de las ondas sísmicas. Estas curvas nos permiten determinar la estructura velocidad-profundidad en un experimento de refracción.

En sísmica de refracción es muy útil una representación denominada dromocrónica reducida. En esta representación se ha sustituido el eje de tiempo (t) por un tiempo reducido ($t - (x/v_R)$), donde x es la distancia epicentral y v_R es la velocidad de reducción. Las velocidades menores que v_R tienen pendientes positivas y las mayores negativas.

En la figura 1 se representan los rayos sísmicos que se propagan desde la fuente F y llegan al sismómetro E, para un medio en dos capas de velocidad constante donde la velocidad de la capa superior, v_1 es menor que la velocidad de la capa inferior v_2 , $v_2 > v_1$.

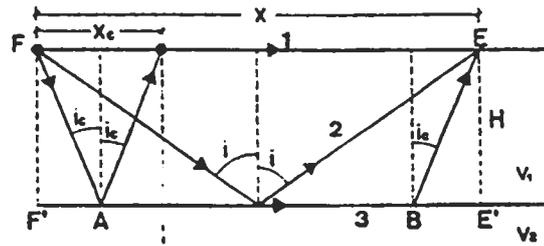


Figura 1. Modelo en dos capas horizontales de velocidad constante, $v_2 > v_1$. Rayos directo, reflejado y refractado crítico, registrados por el sismómetro situado en E.

El rayo directo (1) viaja por el medio de velocidad v_1 y el tiempo de recorrido se puede expresar como:

$$t_1 = \frac{x}{v_1}$$

El rayo reflejado (2) viaja por el medio de velocidad v_1 y el tiempo de recorrido se puede expresar como:

$$t_2 = 2\sqrt{H^2 + \frac{x^2}{4}} / v_1$$

que corresponde a la ecuación de una hipérbola.

La onda refractada crítica es la que incide en el medio de velocidad v_2 con el ángulo crítico $i_c = \sin^{-1} v_1/v_2$, se transmite a lo largo de la superficie de separación con velocidad v_2 y vuelve a refractarse a la capa de velocidad v_1 con el mismo ángulo. La expresión para el tiempo de recorrido es:

$$t_3 = \frac{x}{v_2} + \frac{2H}{v_1} \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}$$

La distancia crítica se puede calcular a partir de la expresión $x_c = 2H \tan i_c$, y es la distancia más corta a partir de la cual hay refractada crítica. La distancia de cruce es aquella en la que la onda directa y la onda refractada tienen el mismo tiempo de viaje.

En la figura 2 se representa un experimento de refracción sísmica realizado sobre un área de corteza. El espesor de la corteza es de 25 km (H) y la velocidad de 6 km/s (v_1), sobre un manto de 8 km/s (v_2) de velocidad. La fuente está representada por una estrella y los siete sismómetros que registran las ondas se encuentran espaciados a intervalos de 30 km y se representan con triángulos.

3. Metodología

1. Representa en la figura 2 los rayos reflejados y refractados críticos que llegan a cada sismómetro. Calcula la distancia crítica para representar el primer refractado crítico y recuerda que el ángulo de incidencia y el de reflexión son iguales.

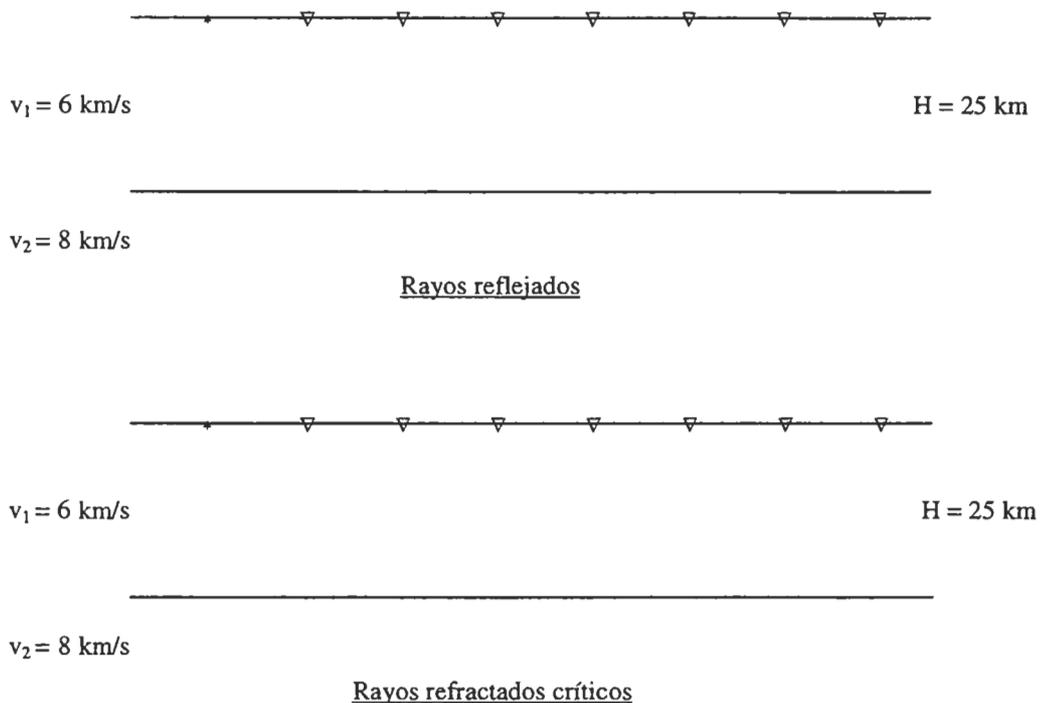


Figura 2. Modelo de velocidad y experimento sísmico de refracción.

2. Calcula el tiempo de viaje de los rayos que viajan directos, los rayos que se reflejan en el Moho y los rayos refractados críticos (a partir de la distancia crítica), a cada sismómetro, utilizando la expresión indicada para el recorrido de cada rayo. Indica en la tabla 1 los tiempos de viaje y las distancias epicentrales para cada uno de los rayos.

x (km)	t directo (s)	t reflejado (s)	t refractado crítico (s)

Tabla 1

3. Representa en el gráfico distancia epicentral-tiempo, figura 3 (a), las dromocrónicas para los rayos directo, reflejado y refractado crítico.

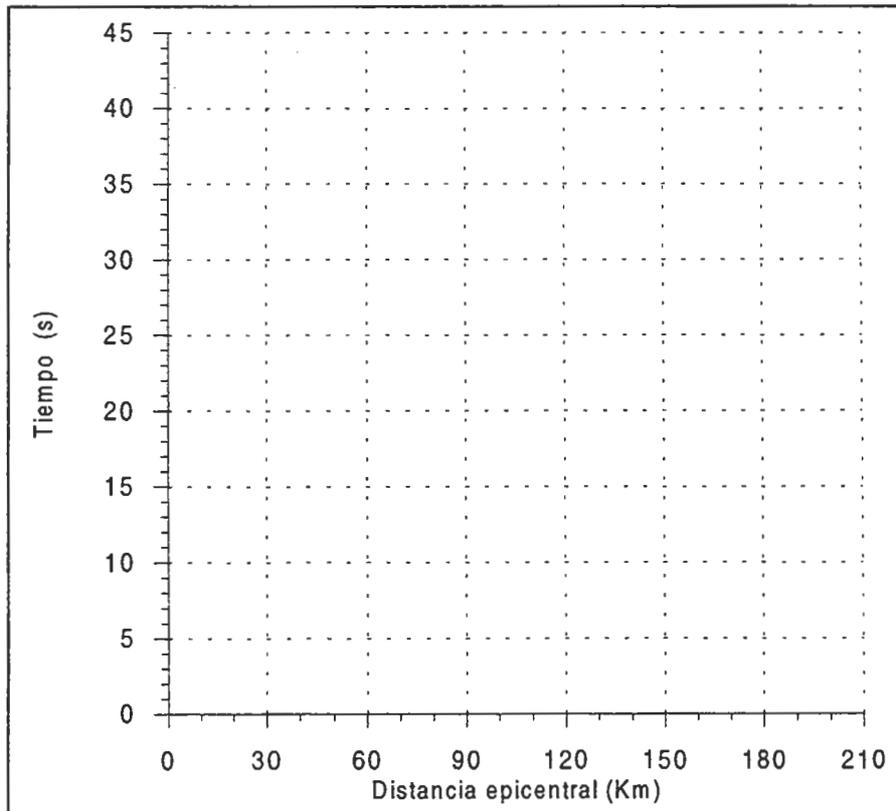


Figura 3 (a)

4. Calcula los tiempos de viaje reducidos para cada rayo sísmico, para una velocidad de reducción de 6 km/s. Indica en la tabla 2 los tiempos de viaje y las distancias epicentrales para cada uno de los rayos.

x (km)	x/v_R (s)	$t_{\text{directo}} \text{ (s)} - x/v_R \text{ (s)}$	$t_{\text{reflej.}} \text{ (s)} - x/v_R \text{ (s)}$	$t_{\text{refrac.}} \text{ (s)} - x/v_R \text{ (s)}$

Tabla 2

5. Representa en el gráfico distancia epicentral-tiempo reducido, figura 3 (b), las dromocrónicas reducidas para los rayos directo, reflejado y refractado crítico.

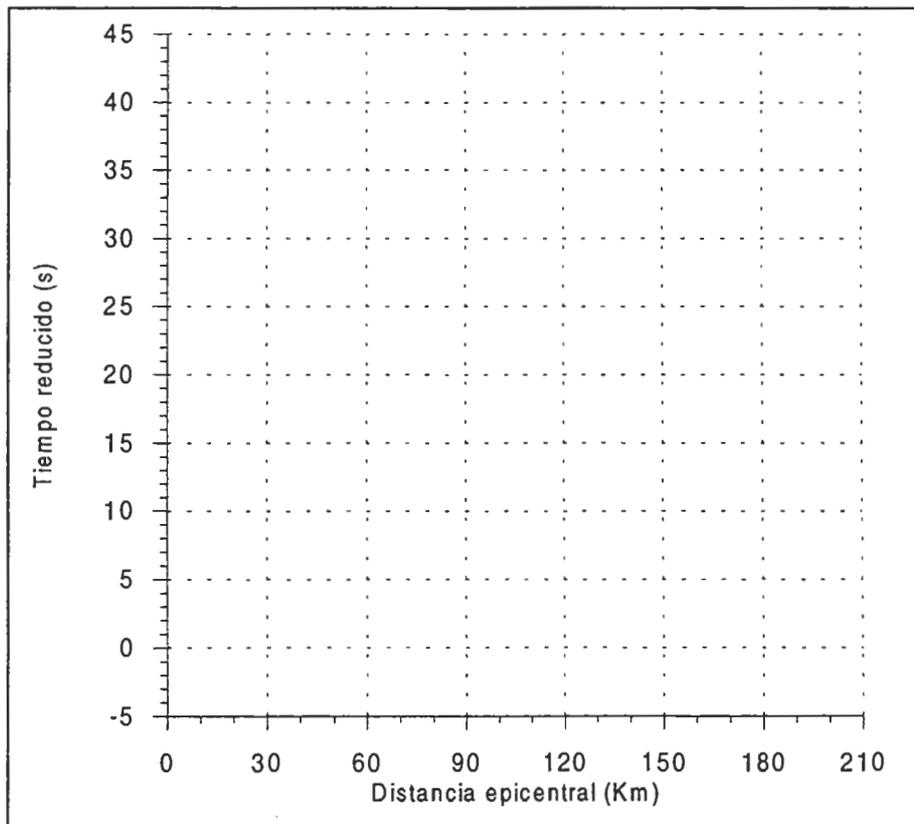


Figura 3(b)

4. Cuestiones

- (a) ¿Qué rayo es el primero en llegar a cada uno de los sismómetros? ¿Depende la llegada de los rayos a cada sismómetro de la distancia a la que se encuentran estos con respecto a la fuente?

- (b) ¿Cuál es la distancia de cruce? ¿Qué se observa a esta distancia?

En la figura 2 se muestra un registro sísmico de reflexión y en la figura 3 un diagrama de los recorridos de las ondas sonoras que originan las reflexiones que muestran en la figura 2. El término *múltiple* se refiere al pulso sonoro que hace dos viajes al fondo antes de ser interceptado por el receptor, recorrido ACBCA. La verdadera profundidad del agua se obtiene restando la profundidad obtenida a partir de las reflexiones que viajan desde la fuente al fondo y de aquí al receptor (ACBA), y el primer múltiple (ACBCA), ya que en este caso el pulso alcanza la superficie. El método más exacto para determinar la posición del equipo remolcado consiste en restar estas reflexiones hasta el receptor (ACA) y las reflexiones desde el fondo a superficie y luego al receptor (ACBA).

En un registro sísmico de reflexión, el tiempo de llegada de las ondas reflejadas en las diferentes capas es un tiempo de ida y vuelta que se expresa en segundos en el eje vertical. Para el registro de la figura 2 estimaremos el tiempo de ida para determinar profundidades y espesores de las capas.

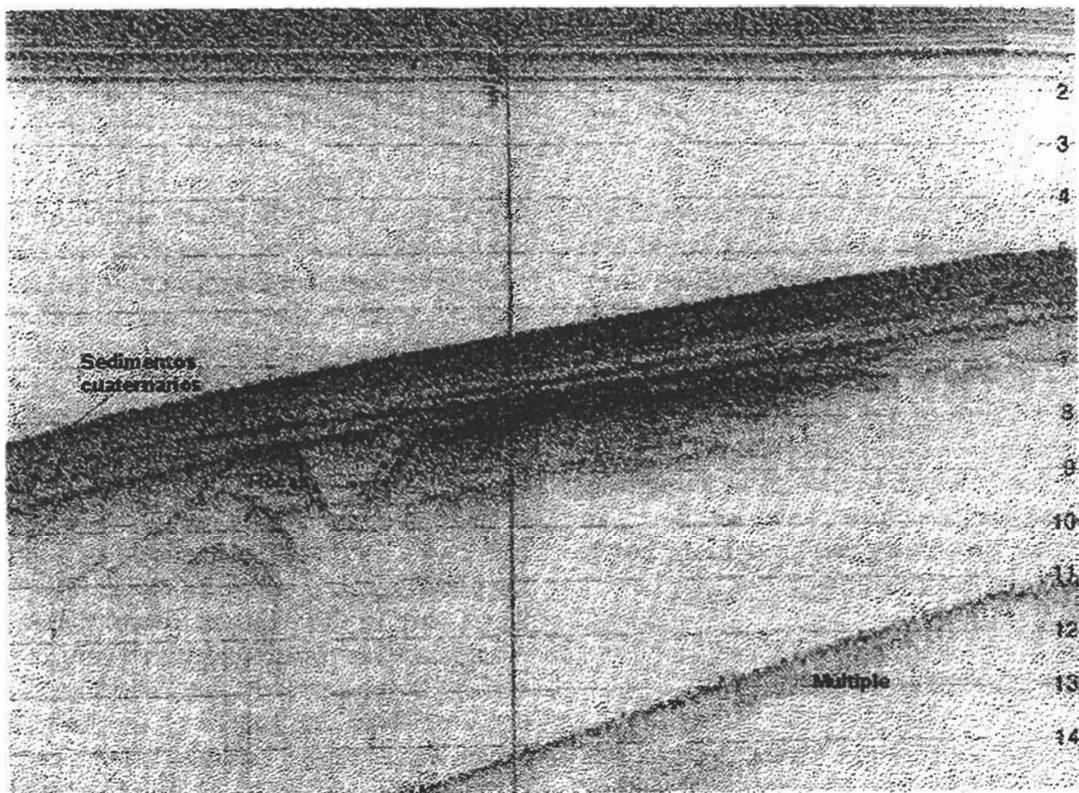


Figura 2. Perfil sísmico de la plataforma continental en la Bahía de San Pedro, California.

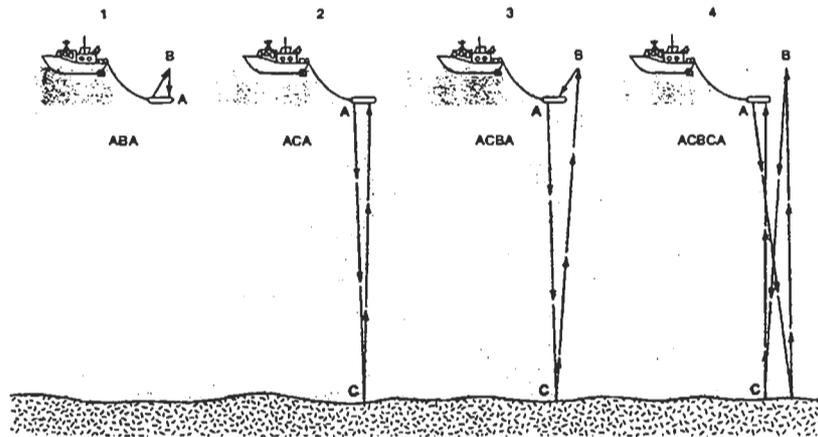


Figura 3. Representación esquemática de un barco con un sistema de reflexión sísmica remolcado bajo la superficie. La letra A se refiere a la fuente sonora y receptor, la B a la superficie del mar, y la C al fondo marino.

El grado de detalle que se obtiene en un registro se denomina *resolución*. La resolución depende de la frecuencia de las ondas sonoras. Es imposible obtener alta resolución, es decir poder discriminar el espesor de las capas sedimentarias entre ellas, y profundidad de penetración simultáneamente. Una razón es que las ondas sísmicas de alta frecuencia, necesarias para obtener alta resolución pierden su energía mucho más rápido que las ondas de baja frecuencia. Hay sistemas de alta frecuencia que pueden registrar capas de 15 cm de espesor y profundidades de 30 metros. Sin embargo, con un equipo de baja frecuencia con el que se pueden alcanzar profundidades de 5000 metros, sólo se pueden discriminar capas de 30 metros. En la figura 4 se muestra un perfil sísmico de alta resolución y en la figura 5 un perfil sísmico de baja resolución.

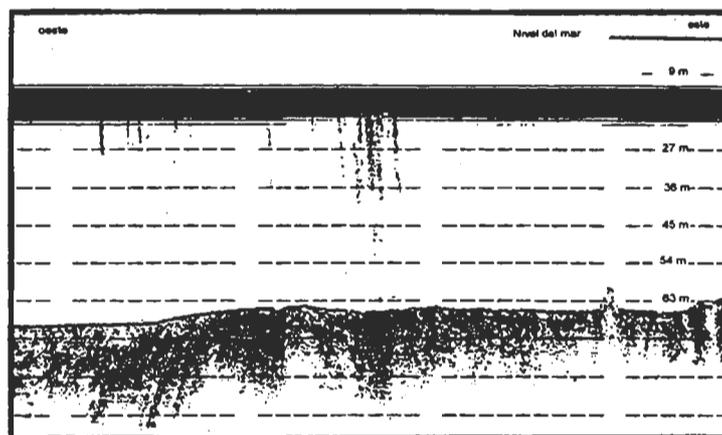


Figura 4. Perfil de alta resolución obtenido con un perfilador de subfondo

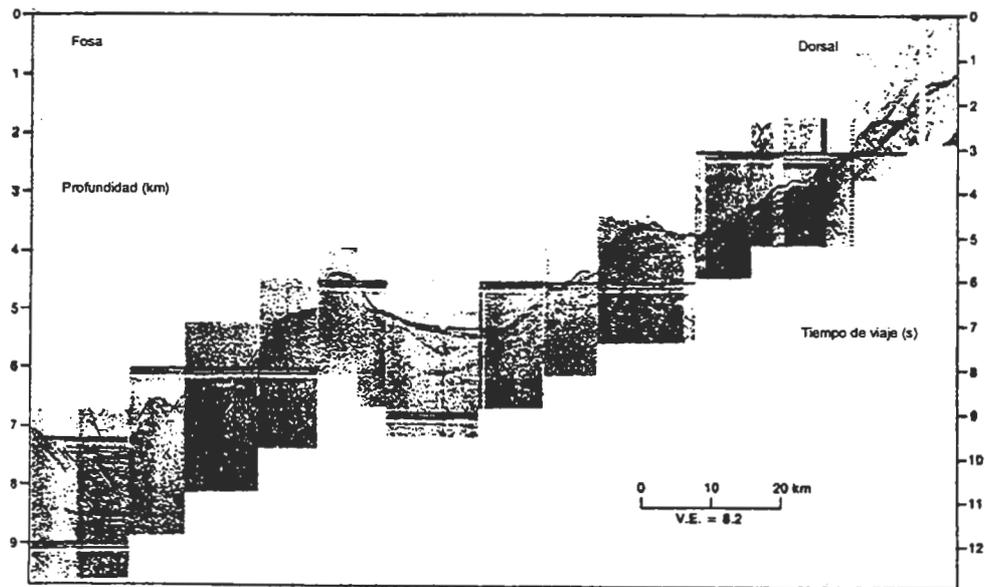


Figura 5. Perfil sísmico de reflexión de baja frecuencia en la fosa de las Aleutianas.

3. Metodología

Para determinar las profundidades a las que se encuentra el fondo, los sedimentos y rocas sedimentarias bajo los sedimentos, multiplicamos la velocidad del sonido en el medio que se propagan las ondas por el tiempo que tarda en recorrer dicho medio. Para ello, las velocidades del sonido que admitiremos son 1450 m/s en el agua, 1830 m/s en los sedimentos y rocas sedimentarias.

1. Calcula la profundidad a la que se remolcaron la fuente sonora y el receptor. El tiempo de viaje de ida por división es 6.25 milisegundos, así el tiempo de viaje a la división 2 es 12.5 milisegundos.
2. Indica la profundidad del agua en la marca vertical central de la figura 2.
3. Calcula la profundidad en esta marca central desde el fondo del mar al reflector más profundo.

4. El perfil sísmico en la figura 2 muestra rocas sedimentarias más viejas bajo sedimentos más jóvenes de edad Cuaternaria. Calcula el espesor de los sedimentos. Si suponemos una tasa de deposición de 40 cm cada 1000 años, determina cuántos años fueron necesarios para que se formara la capa de sedimentos.

4. Cuestiones

- (a) El perfil sísmico de la figura 2 ¿es de alta o de baja resolución? ¿Por qué?
- (b) ¿Cómo podemos aumentar la profundidad de penetración en un estudio de reflexión sísmica?
- (c) ¿Con qué técnica de reflexión se puede obtener un perfil sísmico como el de la figura 2? ¿Por qué?

Práctica 3. Interpretación de sismogramas

1. Objetivo

El objetivo de esta práctica es calcular la distancia epicentral de terremotos cercanos.

2. Introducción

Un sismograma es el registro gráfico de un sismo o terremoto, donde aparecen las distintas fases de las ondas sísmicas que éste produce y que el sismógrafo puede detectar. Actualmente una estación sismológica se considera completa cuando es capaz de registrar casi todo el espectro de ondas sísmicas que se irradian del foco sísmico.

En la realización de esta práctica vamos a utilizar sismogramas obtenidos en el Observatorio de Toledo, que posee un equipo de periodo corto (1 s) y otro de periodo largo (15 s), cada uno con tres componentes: Z, N-S, E-W. Esta estación forma parte de la Red Mundial de Estaciones Sísmicas Standard (WWSSN). En la figura 2 se visualiza el significado de las tres componentes con un sismo acaecido en Perú.

3. Metodología

Para realizar el cálculo de la distancia epicentral teórica de los sismos 62, 63, 64 y 65, utilizaremos la dromocrónica de la figura 3 siguiendo las indicaciones de Gonzalo Payo. Las fases principales se relacionan en la tabla 1, y la trayectoria de cada una de ellas se muestra en la figura 1.

Caso de sismo cercano

- a) Se marcan sobre unas tiras de papel, en las que están señalados los minutos (figura 3), los impulsos más prominentes que aparecen en las tres componentes SP, sin calificar el tipo de fase que representan, pero distinguiendo la componente. Se suelen señalar con trazos, tanto más largos cuanto más largo es el impulso. No siempre una misma fase es simultánea en las tres componentes, debido a

interferencias con el ruido o a que los movimientos PZ y PH (o SV y SH) sufren atenuaciones diferentes.

- b) Se intentan encajar los impulsos principales y los secundarios en una dromocrónica (tal como indica en la figura 3), dando preferencia a los impulsos claros. Como orientación diremos que si sólo se ven dos impulsos y el intervalo es pequeño (sismo local), éstos suelen ser ondas \bar{P} y \bar{S} directas (o P_g y S_g en estructuras continentales).

En sismos de trayecto continental, de pequeña magnitud y superficiales, suelen aparecer varias fases claras. La P_n es una fase en general muy débil en comparación con la P_g . La P^* suele ser débil y con pocos ciclos. La S_n es un tren de ondas de varios ciclos, no muchos, y la S_g es la fase mayor y, en general, sus amplitudes forman un huso, cuya duración, hasta que la fase se confunde con el ruido, se utiliza para evaluar la magnitud.

Lo más frecuente es que los impulsos (aunque correspondan a fases claras y bien visibles) no coincidan exactamente con las dromocrónicas teóricas, ya que éstas se calculan a partir de estructuras corticales sencillas y asumiendo valores promedio de espesores y velocidades. Lo que sucede es que la velocidad de las fases corticales depende de la estructura cortical del trayecto sísmico y, por tanto, varía de unas regiones a otras. A menudo los sismogramas de una misma zona suelen tener una forma parecida, aunque también esa forma está condicionada por el tipo de mecanismo focal.

- c) Una vez identificadas las principales fases se leen sus tiempos de llegada precisando a estima la décima de segundo, y a partir del intervalo entre dos fases identificadas se calcula la distancia epicentral utilizando la dromocrónica de la figura 3. En la práctica habitual se calcula la distancia epicentral con ayuda de unas tablas de tiempo-distancia. Se han usado habitualmente tablas estándar (Jeffreys-Bullen, Polomb García, Eiby, etc.), pero hoy se utilizan tabulaciones adecuadas a cada observatorio y región sísmica, calculadas con un sencillo programa de ordenador (aplicando la ley de Snell a un sistema de capas planoparalelas) y asumiendo conocida la estructura del perfil cortical. También se calcula la magnitud, se deduce la hora origen y si se observa la dirección del primer impulso se determina de forma aproximada el acimut epicentro-estación.

Actualmente los registros digitales permiten obtener el acimut con mayor precisión calculando en forma automática el movimiento de la partícula del suelo de la primera fase P.

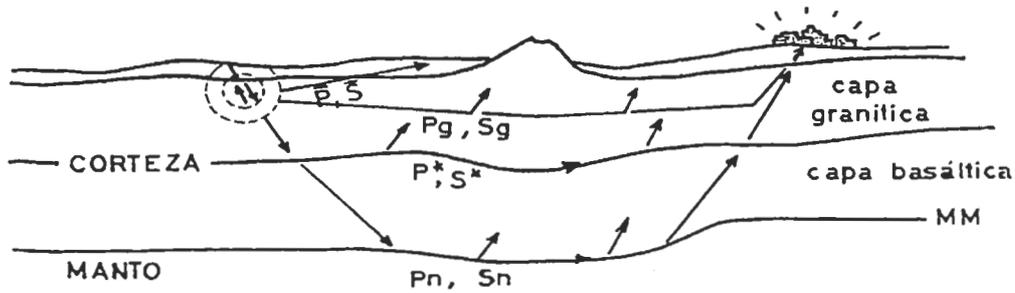


Figura 1. Trayectorias de los rayos sísmicos que se propagan por la corteza terrestre

$\overline{P}, \overline{S}$	Ondas directas a través de la corteza superior (sismos muy cercanos).
P_g, S_g	Ondas que viajan a lo largo de la corteza granítica, como ondas canales.
P^*, S^*	Ondas refractadas que viajan dentro de la capa basáltica.
P_n, S_n	Ondas refractadas debajo de la corteza. Se propagan justo por debajo de la discontinuidad de Mohorovicic.
$P_m P, S_m S$	Ondas reflejadas en la base de la corteza (Moho).

Tabla 1. Nomenclatura de las fases de un sismo cercano

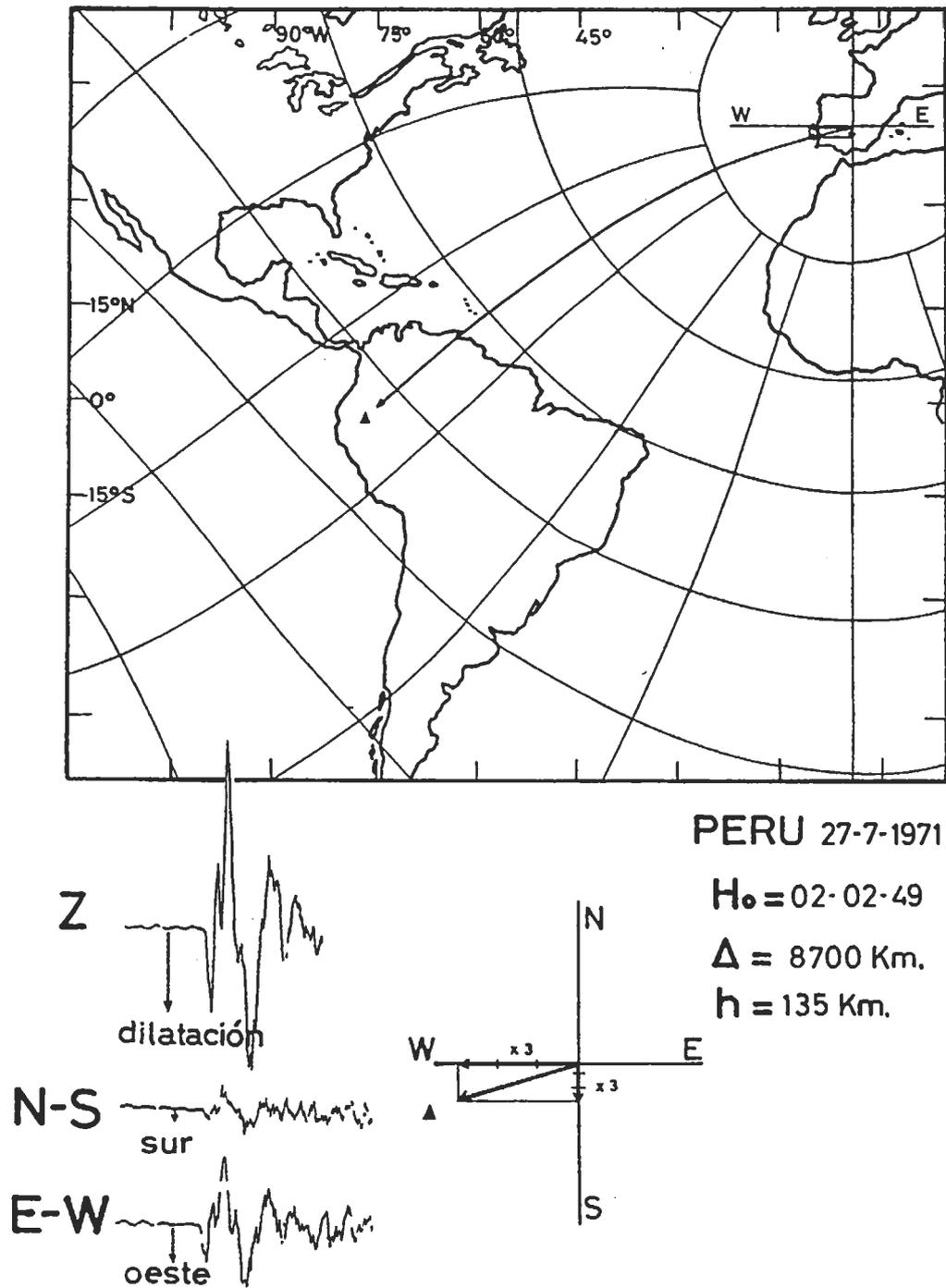


Figura 2. Determinación aproximada del epicentro en función de la distancia epicentral y del movimiento de la partícula del suelo.

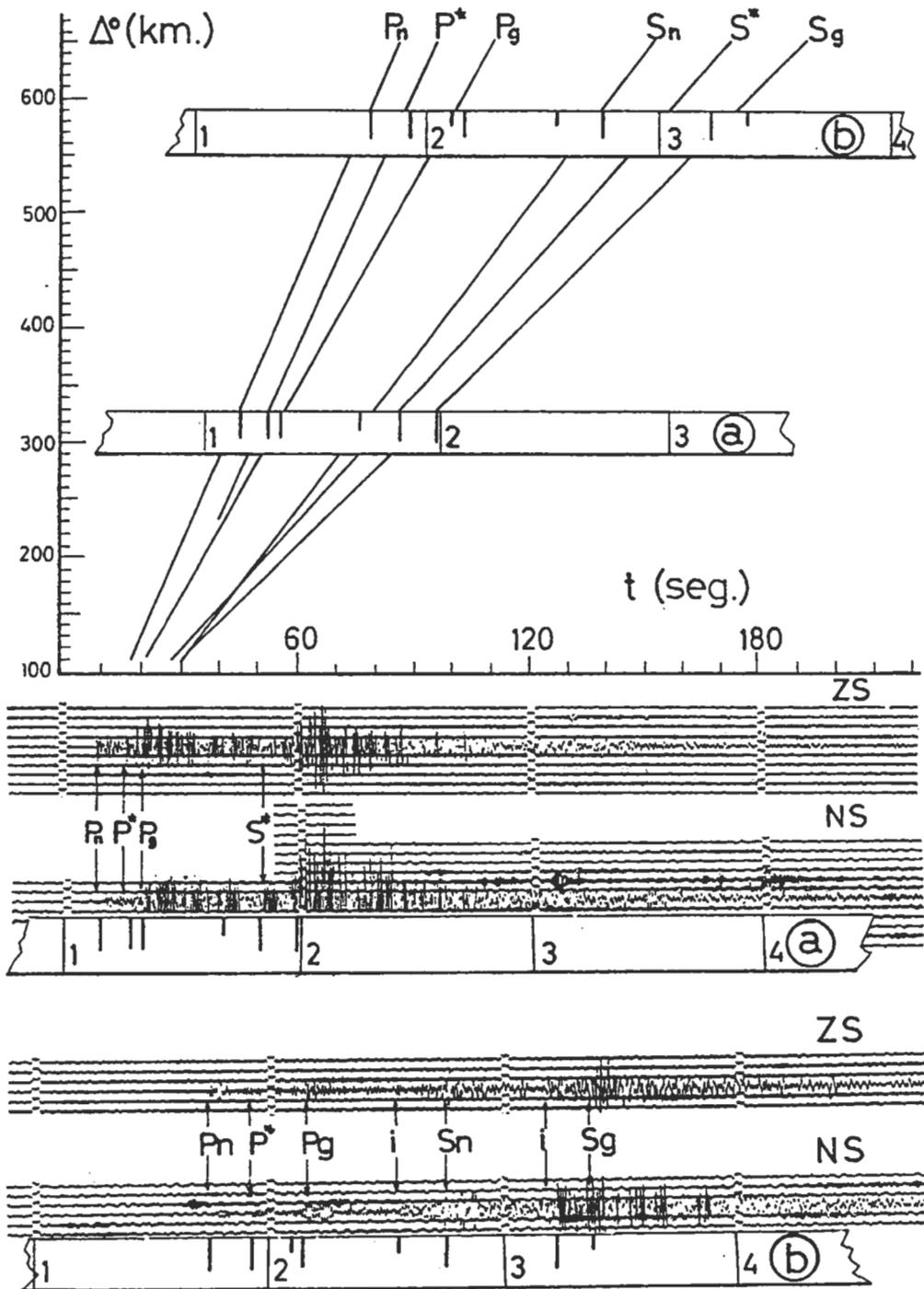


Figura 3. Identificación preliminar de las fases en los sismos cercanos.

4. Cuestiones

- (a) Calcula la distancia epicentral de los terremotos cercanos 62, 63, 64 y 65 que se muestran en las figuras 4 y 5, para las fases que se relacionan en la tabla 2, indicando la componentes. Compara estos resultados con las distancias epicentrales reales que figuran en la última línea de la tabla. En las figuras 6 y 7 se resumen las características más importantes de estos sismos.

FASES	SISMO 62	SISMO 63	SISMO 64	SISMO 65
$P_n P_g$				
$P_n P^*$				
$P^* P_g$				
$S_n S_g$				
$S_n S^*$				
$S^* S_g$				
Δ (km)	467	489	322	289

Tabla 2. Distancias epicentrales Δ (Km)

- (b) ¿Por qué las distancias epicentrales estimadas teóricamente a partir de diferentes fases para un mismo sismo no coinciden?
- (c) ¿Qué representa una dromocrónica?. ¿Cómo se ha obtenido la dromocrónica de la figura 3?

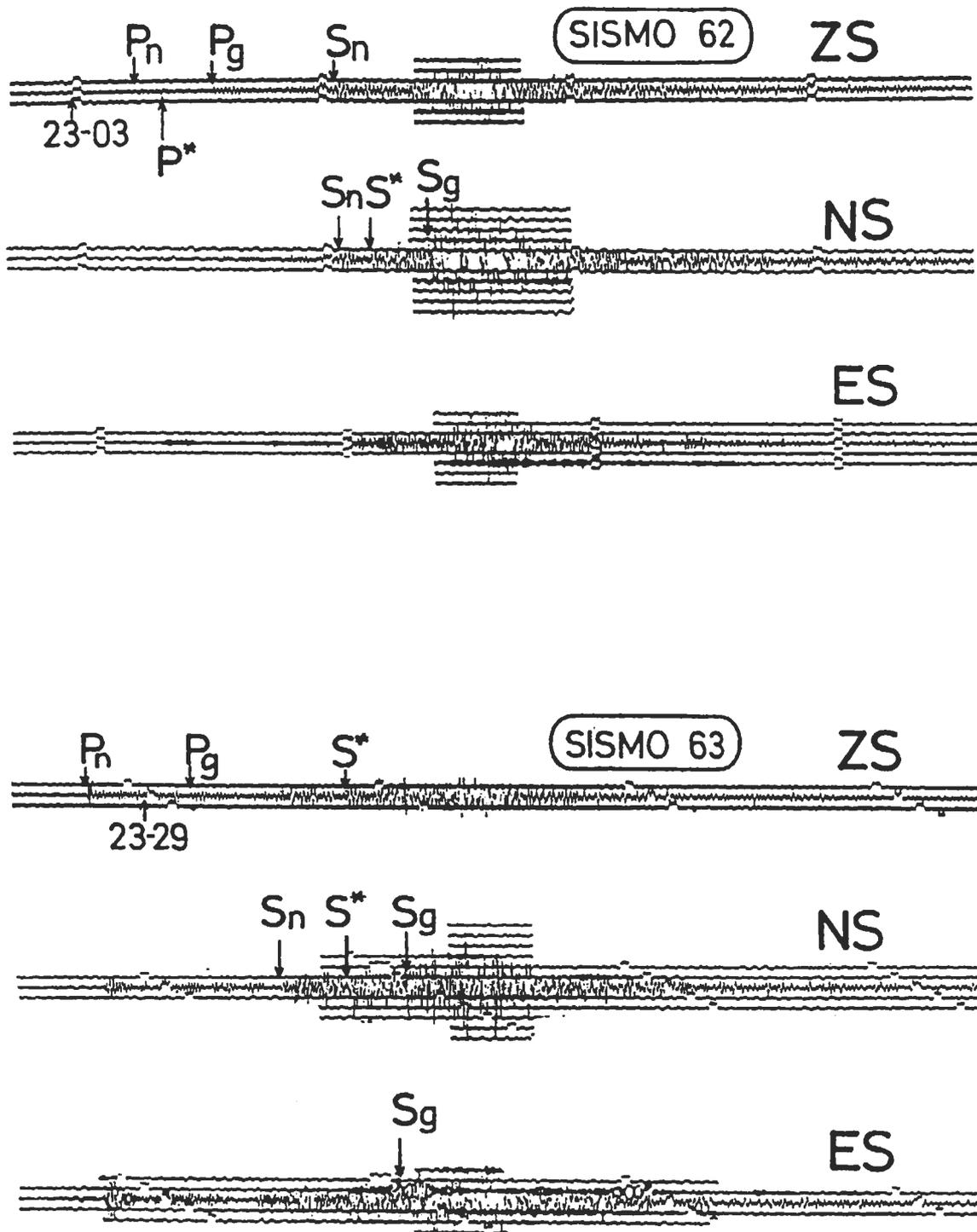


Figura 4

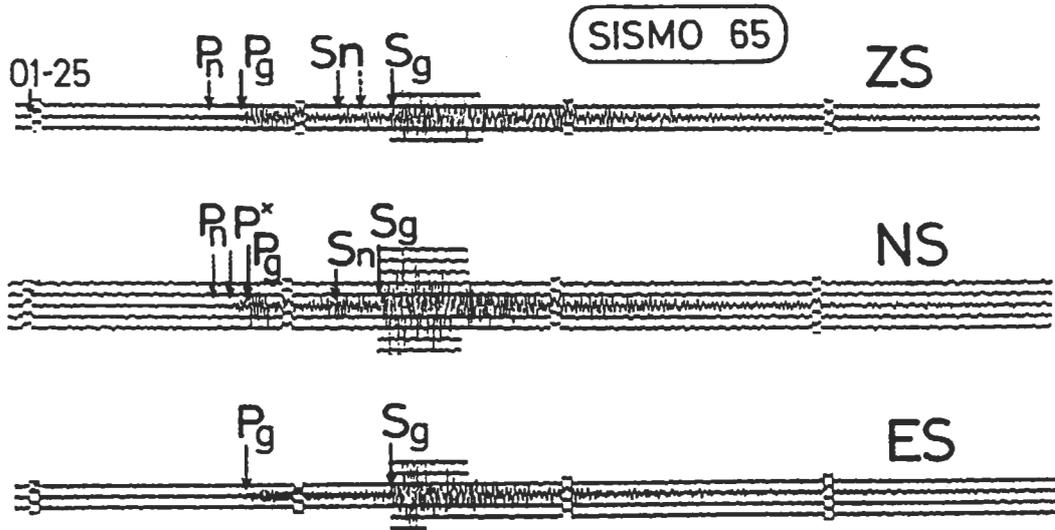
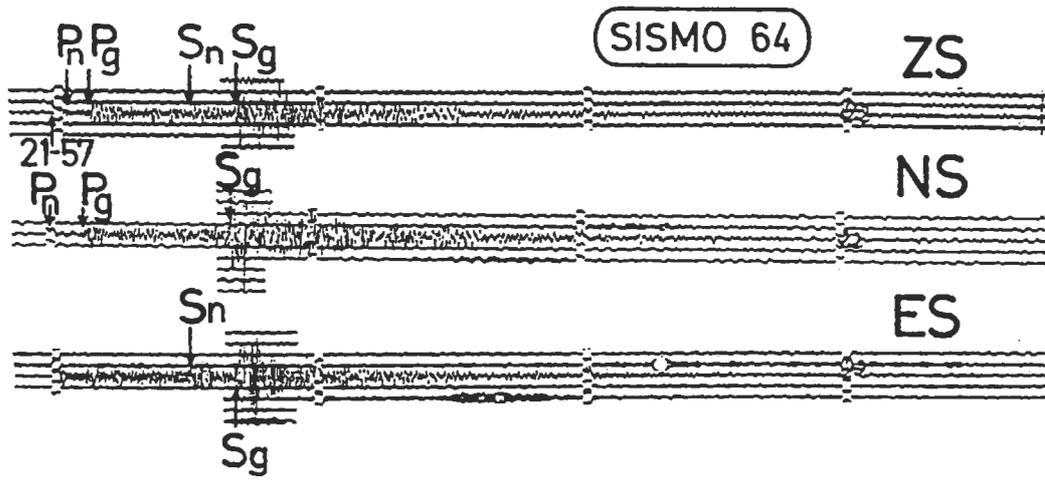


Figura 5

SISMO 62

Fecha : 11 Sep. 1968
 Dist. : $4.2^\circ = 467$ km
 Lat. : 37.3° N
 Long. : 8.1° W
 Ho : $23^h 02^m 11.0^s$
 h : 33 km.
 Mag. : 3.8
 Región : Sur de Portugal



COMENTARIOS

1. Los registros de este sismo son análogos a los del W de Portugal: presentan claras Sn y Sg. Aunque la Sg es menos prominente que en aquéllos, tal vez la capa granítica está alterada por las raíces de las estribaciones de Sierra Morena.
2. La Pg es una fase clara en el ZS, aunque las ondas longitudinales son considerablemente más débiles que las transversales, especialmente la Pn, cuyo comienzo es difícil de precisar.
3. En ambos sismos los tiempos teóricos de llegada de las fases presentan algunas diferencias con los reales.

SISMO 63

Fecha : 15 Jun. 1973
 Dist. : $4.4^\circ = 489$ km
 Lat. : 36.5° N
 Long. : 7.7° W
 Ho : $23^h 27^m 44.3^s$
 h : 10 km
 Mag. : 3.9
 Región : Golfo de Cádiz



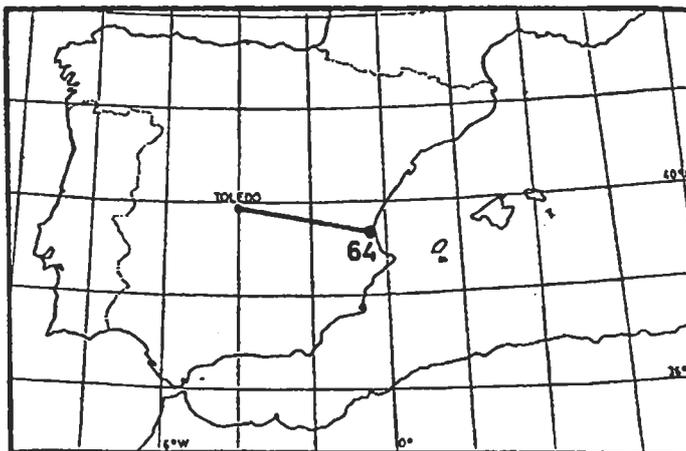
COMENTARIOS

1. El aspecto de este sismo, casi de igual distancia y acimut que el anterior, es, sin embargo, diferente. La Pn es fuerte y proporcionalmente disminuye la energía de Pg. La Sg es confusa en NS y no visible en ZS. La Sn se distingue bien en el ZS y NS, y hay indicios claros de fases refractadas en la capa basáltica, única que parece subsistir en el trecho oceánico.
2. Este segmento de corteza oceánica condiciona la existencia de la capa granítica y hace llegar más energía por bajo de la Moho. Esto es característico de los sismos de foco oceánico de esta región.

Figura 6

SISMO 64

Fecha : 24 Mar. 1971
 Dist. : $2,9^\circ = 322 \text{ km}$
 Lat. : $39,4^\circ \text{ N}$
 Long. : $0,4^\circ \text{ W}$
 Ho : $21^{\text{h}} 56^{\text{m}} 14^{\text{s}}$
 h : N
 Mag. : 3.8
 Región : Provincia de Valencia

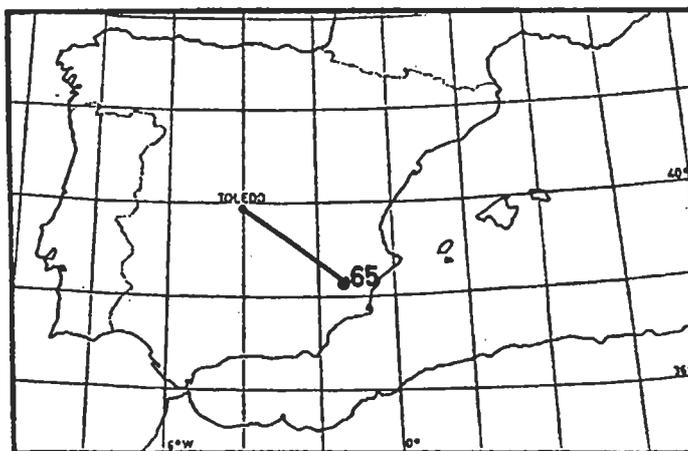


COMENTARIOS

1. Los sismos del Levante español muestran claras las fases Pg y Sg, como corresponde a un trayecto continental no perturbado. En este caso muy poca energía de tipo P llega al manto (débiles Pn); la Sn, sin embargo (de componente esencialmente SV), es visible en el ES.
2. No es visible ningún impulso claro que se pueda identificar como P* o S*.
3. Las diferencias entre los tiempos teóricos y reales son sustanciales, pues oscilan entre dos segundos para la Pn y seis segundos para la Sg. Esto puede ser debido a imprecisión en la localización (por ser las Pn débiles) o a inadecuación de las tablas.

SISMO 65

Fecha : 3 Ago. 1967
 Dist. : $2,6^\circ = 289 \text{ km}$
 Lat. : $38,3^\circ \text{ N}$
 Long. : $1,3^\circ \text{ W}$
 Ho : $01^{\text{h}} 24^{\text{m}} 57,3^{\text{s}}$
 h : 5 km
 Mag. : 3.9
 Región : Blanca (Murcia)



COMENTARIOS

1. En este sismo se acusa aún más la presencia de la capa granítica generando muy claras Pg y Sg. Se ve bien la Sn, pero la Pn es muy débil.
2. Hay algún indicio de presencia de S* en el ZS y de P* en NS.
3. Obsérvese que la Pg es más clara en la componente NS que en la ZS.

Figura 7

Práctica 4. Propagación de las ondas sísmicas internas

1. Objetivo

El objetivo de esta práctica es el estudio de la propagación de las ondas sísmicas internas y de los fenómenos asociados con ellas. Asimismo, analizamos la información que se puede extraer de su registro.

2. Introducción

Las ondas sísmicas internas pueden ser longitudinales, ondas P, o transversales, ondas S. El programa SeisStart (UNESCO) nos permite estudiar la propagación de estas ondas, así como la interpretación de su registro para analizar la estructura del subsuelo. La velocidad de propagación de las ondas P y S depende de las propiedades elásticas del medio, así como de su densidad. Para cualquier medio siempre se cumple que la velocidad de la onda P es mayor que la velocidad de la onda S. En un medio fluido, sólo se pueden propagar las ondas P debido a que el módulo de rigidez es cero.

3. Metodología

Entra en el programa Seisstart mediante el ejecutable Unesco21. En el menú principal seleccionaremos las opciones 1 y 3 para desarrollar esta práctica.

1. Movimiento de la onda en un medio elástico: un tipo de movimiento mecánico

1.1. Coloca en el panel de control el primer receptor a $X_1 = 200$ m, $Y_1 = 280$ m, y el segundo receptor a $X_2 = 200$ m, $Y_2 = 1000$ m, y las velocidades a $C = 2000$ m/s y $B = 1400$ m/s. C es la velocidad de la onda P, B la velocidad de la onda S, (X_1, Y_1) es la posición del primer receptor y (X_2, Y_2) , la posición del segundo receptor.

1.2. Pulsa F8 y visualiza la propagación de las ondas P, así como las trazas observadas en cada receptor.

1.3. Completa la siguiente tabla donde t es el tiempo de llegada para cada onda al receptor y visualiza dicho tiempo con el programa.

C (m/s)	B (m/s)	Y ₁ (m)	X ₁ (m)	Y ₂ (m)	X ₂ (m)	t _{e1} (ms)	t _{b1} (ms)	t _{e2} (ms)	t _{b2} (ms)
2000	1400	280	200	1000	200				
2800	1200	280	200	1000	200				
2800	1200	400	200	600	200				
2400	1300	520	200	1000	200				
1800	0	580	200	880	200				
3000	2100	320	200	1160	200				
3000	2100	0	200	520	200				
3000	2100	0	400	520	400				

Tabla 1

3. Estudio espacio-temporal de las ondas en un perfil sísmico vertical

3.1. Calcula los coeficientes de refracción y reflexión para cada uno de los modelos de velocidad en dos capas de la tabla. El coeficiente de reflexión, R, y transmisión, T, tienen las siguientes expresiones:

$$R = \frac{A_r}{A_o} = \frac{c_2\rho_2 - c_1\rho_1}{c_2\rho_2 + c_1\rho_1} \qquad T = \frac{A_t}{A_o} = \frac{2c_1\rho_1}{c_2\rho_2 + c_1\rho_1}$$

3.2. Visualiza con el programa la propagación de las ondas sísmicas, colocando 12 receptores y los datos de velocidad y densidad para cada modelo; c₁ y c₂ son las velocidades de la onda P en la primera y segunda capa respectivamente; ρ₁ y ρ₂ son las densidades de la primera y segunda capa respectivamente; h es la profundidad de la discontinuidad entre capas y n el número de receptores con registro.

C ₁ (m/s)	C ₂ (m/s)	ρ ₁ (g/cm ³)	ρ ₂ (g/cm ³)	R	T
1000	2000	2.1	2.3		
1000	2000	1	3		
1500	1600	2	2.1		
1000	3000	2	2.1		
1500	1500	2	2		
2000	2500	1.5	2.5		
1200	2400	2	1		

Tabla 2

4. Cuestiones

- (a) Si alejamos el receptor de la fuente que produce las ondas sísmicas, ¿aumentará o disminuirá la diferencia de tiempos de llegada entre las ondas P y S?. Razona la respuesta.

- (b) ¿En qué casos podemos encontrarnos con un coeficiente de reflexión igual a cero para incidencia normal? ¿Puede valer el coeficiente de transmisión cero para incidencia normal?. Razona las respuestas.

Práctica 5. Estudio de la estructura de la corteza oceánica mediante experimentos de refracción sísmica

1. Objetivo

El objetivo de esta práctica es estudiar la estructura de la corteza oceánica a partir de los tiempos de llegada registrados en un experimento de refracción sísmica.

2. Introducción

Si los refractores no son horizontales, la suposición de capas horizontales puede inducir errores en las estimas de velocidad y espesor de las capas. Veamos un ejemplo para el caso sencillo de un modelo en dos capas con un refractor inclinado, y un aumento de velocidad con la profundidad. En la figura 1 se muestra el modelo y las dromocrónicas para los rayos directos y refractados críticos.

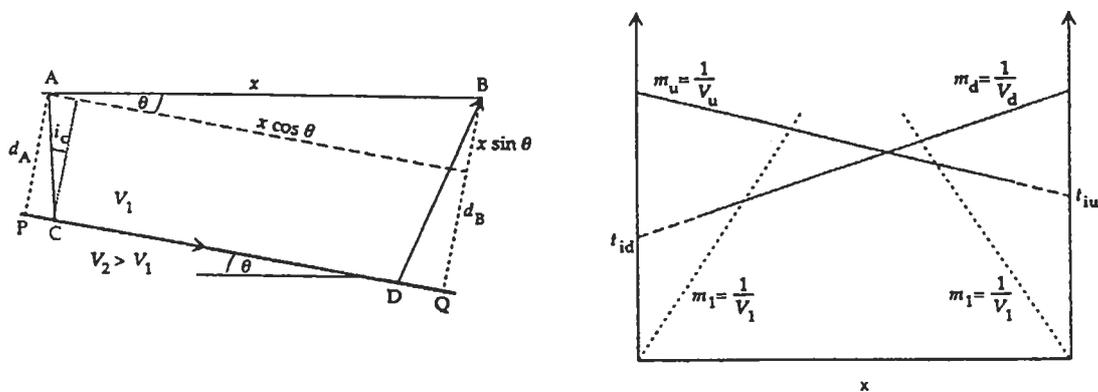


Figura 1. Modelo en dos capas horizontales con refractor inclinado y dromocrónicas de los rayos directos y refractados críticos.

El tiempo de viaje del rayo refractado crítico en recorrido descendente se puede expresar como:

$$t_d = \frac{x}{V_1} \text{sen}(i_c + \theta) + t_{id}$$

que es la ecuación de una recta. En este caso la inversa de la pendiente es la velocidad aparente de la onda refractada crítica V_d , $V_d = \frac{V_1}{\text{sen}(i_c + \theta)}$, es menor que V_2 , ya que por

la ley de Snell $V_2 = \frac{V_1}{\text{sen } i_c}$

t_{id} es el tiempo interceptado en el origen para el disparo descendente: $t_{id} = \frac{2d_A}{V_1} \cos i_c$

El tiempo de viaje del rayo refractado crítico en recorrido ascendente se puede expresar como:

$$t_u = \frac{x}{V_1} \text{sen}(i_c - \theta) + t_{iu}$$

y la velocidad aparente de la onda refractada crítica, V_u , $V_u = \frac{V_1}{\text{sen}(i_c - \theta)}$, que es mayor

que V_2 , $V_2 = \frac{V_1}{\text{sen } i_c}$

t_{iu} es el tiempo interceptado en el origen para el disparo ascendente: $t_{iu} = \frac{2d_B}{V_1} \cos i_c$

luego:

$$\text{sen}(i_c + \theta) = \frac{V_1}{V_d}$$

$$\text{sen}(i_c - \theta) = \frac{V_1}{V_u}$$

$$i_c + \theta = \text{sen}^{-1}\left(\frac{V_1}{V_d}\right)$$

$$i_c - \theta = \text{sen}^{-1}\left(\frac{V_1}{V_u}\right)$$

($\text{sen}^{-1} = \text{arcsen}$)

si se suman y se restan las expresiones anteriores obtenemos el ángulo de inclinación y el ángulo crítico

$$\theta = \frac{1}{2} \left\{ \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_d} \right) - \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_u} \right) \right\} \quad i_c = \frac{1}{2} \left\{ \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_d} \right) + \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_1}{V_u} \right) \right\}$$

3. Metodología

Se realiza un experimento de refracción sísmica, en una zona donde se puede admitir un modelo en dos capas para la estructura de la corteza. Se desconoce *a priori* si el refractor tiene buzamiento. Con los primeros tiempos de llegada en varias distancias a la fuente sísmica, se representan las dromocrónicas para los recorridos de los refractados críticos en sentido descendente (d) y en sentido ascendente (u). Adicionalmente se representan las dromocrónicas de los rayos directos para los dos recorridos. A partir de las dromocrónicas se determina: la velocidad en el medio 1 ($V_1 = 3.5 \text{ Km/s}$), una velocidad aparente de 6.08 Km/s , con un tiempo interceptado en el origen de 1.00 s y una velocidad aparente de 6.5 Km/s , con un tiempo interceptado en el origen de 1.9 s . Estos resultados muestran que el refractor está inclinado.

1. Determina la velocidad en la capa 2
2. Calcula el ángulo crítico y el ángulo de inclinación del refractor
3. Determina el espesor de la capa en los dos extremos de la línea de refracción

4. Cuestiones

- (a) ¿Cómo se determina la velocidad en el medio 1, V_1 ?
- (b) ¿Cómo sabemos que el refractor está inclinado?
- (c) ¿Por qué tenemos dos velocidades aparentes?
- (d) ¿Se puede determinar la velocidad en el medio 2 a partir de la pendiente de la dromocrónica del rayo refractado crítico?

Práctica 6. Estudio de la estructura de la corteza oceánica mediante experimentos de reflexión sísmica

1.- Objetivo

El objetivo de esta práctica es estudiar la estructura de la corteza oceánica a partir de los tiempos de llegada registrados en experimentos de reflexión sísmica.

2.- Introducción

En los estudios de reflexión sísmica se miden los tiempos de viaje de las ondas reflejadas en las interfases entre diferentes medios. Si las reflexiones proceden de un reflector horizontal que se encuentra en una profundidad z_0 , el tiempo de viaje de un rayo reflejado desde un punto de disparo a un detector a una distancia epicentral x , es t_x

$$t_x = \frac{2}{V_0} \left[z_0^2 + \left(\frac{x}{2} \right)^2 \right]^{1/2}$$

Esta ecuación se puede expresar en forma hiperbólica:

$$\frac{V_0^2 t_x^2}{4z_0^2} - \frac{x^2}{4z_0^2} = 1$$

El gráfico de tiempo de viaje de los rayos reflejados, representado frente a la distancia es una hipérbola cuyo eje de simetría es el eje de tiempo. El tiempo de viaje t_0 del rayo reflejado verticalmente (incidencia normal, $x = 0$) es $t_0 = 2z_0/V_0$. La diferencia de tiempo de viaje entre reflexiones registradas a diferentes distancias entre la fuente y el receptor, se denomina "*moveout*". Para relaciones distancia-profundidad pequeñas ($x \ll z$), que es el caso habitual en un estudio de reflexión,

$$t_x = t_0 \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{V_0 t_0} \right)^2 \right]$$

Si el tiempo de viaje de dos reflexiones se registra en dos distancias x_1 y x_2 , entonces el *moveout* es

$$t_2 - t_1 \approx \frac{x_2^2 - x_1^2}{2V_0^2 t_0}$$

La diferencia entre t_x , entre las llegadas reflejadas, y el tiempo de incidencia normal, t_0 , se denomina "normal moveout" (NMO), ΔT

$$\Delta T \approx t_x - t_0 \approx \frac{x^2}{2V_0^2 t_0}$$

NMO es una función de la distancia x , velocidad y profundidad del reflector z ($z=Vt_0/2$). El concepto de moveout es fundamental para el reconocimiento, correlación y enriquecimiento de las reflexiones, y para el cálculo de las velocidades utilizando los datos de reflexión.

La velocidad sobre el reflector se puede obtener a partir de t_0 y el NMO

$$V_0 \approx \frac{x}{(2t_0 \Delta T)^{1/2}}$$

En un modelo de múltiples capas, la curva de tiempo de viaje es esencialmente hiperbólica, pero la velocidad de la capa, V_0 para el modelo en dos capas se sustituye por la *velocidad media*, \bar{V} , o según la aproximación de Dix, la *velocidad cuadrática media* (V_{rms}) de las capas sobre el reflector.

La velocidad cuadrática media de la sección del subsuelo bajo la interfase de la capa n -ésima se puede expresar como:

$$V_{rms_n} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 \tau_i}{\sum_{i=1}^n \tau_i} \right]^{1/2}$$

donde v_i es la *velocidad de intervalo* de la capa i -ésima y τ_i es el tiempo de viaje para un recorrido del rayo reflejado en la capa i -ésima.

Para distancias x pequeñas en relación con la profundidad ($x \ll z$), el tiempo de viaje total t_n del rayo reflejado desde la capa n -ésima en la profundidad z se puede determinar aproximadamente por

$$t_n \approx (x^2 + 4z^2)^{1/2} / V_{rms_n}$$

y el NMO para el reflector n-ésimo es dado por

$$\Delta T_n \approx \frac{x^2}{2V_{rms_n}^2 t_o}$$

Por tanto, el valor individual asociado con cada reflexión se puede usar para obtener el valor de la velocidad cuadrática media para las capas sobre el reflector. Los valores de V_{rms} , para los diferentes reflectores se pueden utilizar para calcular las velocidades de intervalo utilizando la fórmula de Dix. Para calcular la velocidad de intervalo v_n para el intervalo n-ésimo

$$v_n = \left[\frac{V_{rms_n}^2 t_n - V_{rms_{n-1}}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \right]^{1/2}$$

donde $V_{rms_{n-1}}$, t_{n-1} y V_{rms_n} , t_n son respectivamente, la velocidad cuadrática media y tiempos de viaje del rayo reflejado para los reflectores n-1-ésimo y n-ésimo.

El espesor de la capa n se puede determinar a partir de la siguiente expresión

$$z_n = \frac{v_n}{2} (t_n - t_{n-1})$$

3. Metodología

Un análisis de velocidad de datos de reflexión nos proporciona los siguientes tiempos de incidencia normal y las velocidades cuadráticas medias:

$$\begin{array}{ll} t_1 = 1.0 \text{ s} & V_{rms1} = 3.6 \text{ km/s} \\ t_2 = 1.5 \text{ s} & V_{rms2} = 4.0 \text{ km/s} \end{array}$$

Determina un modelo velocidad-profundidad para estos valores, asumiendo velocidad constante en cada capa.

1. Calcula el espesor de la capa 1
2. Determina la velocidad de intervalo de la capa 2
3. Calcula el espesor de la capa 2

4. Cuestiones

- (a) ¿Qué representan los tiempos t_1 y t_2 ?
- (b) ¿Qué es la velocidad cuadrática media?
- (c) ¿Qué es la velocidad de intervalo?

Práctica 7. Trazado de rayos sísmicos y ajuste de un modelo de velocidad

1. Objetivo

El objetivo de esta práctica es el trazado de rayos sísmicos a través de modelos de velocidad sencillos, y el ajuste de un modelo de velocidad a los datos sísmicos registrados.

2. Introducción

A partir de los datos de tiempo de viaje de ondas sísmicas, se pueden obtener modelos de velocidad de la estructura de la corteza y manto. Para un determinado modelo se generan los sismogramas sintéticos, y estos se comparan con los sismogramas reales registrados. Si el modelo no reproduce adecuadamente los datos registrados, se añaden o eliminan capas, se modifican las velocidades, y se cambian sus espesores, hasta que el ajuste sea satisfactorio.

3. Metodología

1. Ejecuta el programa RAYAMP.EXE en el subdirectorio Geolab.
2. Introduce el modelo ejemplo RAY.DAT con la opción de entrada de datos, I, del menú.
3. Traza los rayos. Selecciona la opción R del menú y acepta el grupo de rayos. En la figura se han representado cuatro grupos de rayos, dos grupos de rayos refractados, y dos grupos de rayos reflejados. Responde a la cuestión (a).
4. Visualiza el gráfico tiempo-distancia sintético para el modelo de velocidad en dos capas. Pasa de una pantalla a otra presionando la tecla <ENTER>. Con la opción datos, D, del menú visualiza los tiempos de llegada de las ondas a cada una de las estaciones separadas 30 km, para el modelo ejemplo, y con la opción M, observa el modelo de velocidad en dos capas planas de velocidad constante. En el gráfico tiempo-distancia sintético, obtenido a partir del modelo de velocidad, observa la dromocrónica de los rayos reflejados en azul, y la dromocrónica de los rayos refractados críticos en verde. Los datos observados, representados en símbolos

rojos, se ajustan a los tiempos de llegada teóricos para el modelo de velocidad. responde a la cuestión (b).

5. Introduce los tiempos de las primeras llegadas registrados en un experimento sísmico mediante el fichero RAY1.DAT (tabla 1), con la opción de entrada de datos I. En este caso los datos de tiempo de llegada se registran en estaciones situadas cada 20 km.

Estación	Distancia (km)	Tiempo (s)
1	20	12.65
2	40	14.42
3	60	16.97
4	80	19.37
5	100	21.87
6	120	24.37
7	140	26.87
8	160	29.37
9	180	31.87
10	200	34.37

Tabla 1. Primeras llegadas a cada uno de los sismómetros

6. Representa el gráfico tiempo-distancia sintético para el modelo anterior y los datos registrados. Responde a la cuestión (c).
7. Modifica la velocidad de la capa 1. Entra en la opción M del menú y con la tecla <ESC> visualiza el menú para modificar el modelo. Cambia la velocidad de la capa 1 siguiendo las instrucciones.
8. Representa para el nuevo modelo tres grupos de rayos, un grupo de rayos refractados y dos grupos de rayos reflejados. Selecciona la opción R del menú, y no aceptes el grupo de rayos del ejemplo anterior. Introduce los grupos de rayos como se indica a continuación:
 - Grupo 1 de rayos refractados: Calcula el complementario del ángulo crítico, $e_c = (90 - i_c)$ (ángulo que utiliza el programa), $i_c = \arcsen(v_1/v_2)$, utiliza como ángulo de salida del primer rayo, FIRST, $e_c - 3^\circ$, como ángulo de salida del último rayo LAST, $e_c + 3^\circ$, y espaciado entre rayos 1° . Incluye los rayos refractados críticos en la representación.

- Grupo 3 de rayos reflejados: Ángulo de salida del primer rayo de 11.5° , ángulo de salida del último rayo de 30° , y espaciado entre rayos de 4°
 - Grupo 4 de rayos reflejados: Ángulo de salida del primer rayo de 30° , ángulo de salida del último rayo de 85° , y espaciado entre rayos de 5° . Acepta la opción de trazar todos los rayos.
9. Visualiza el gráfico tiempo-distancia sintético para el nuevo modelo de velocidad. Responde a la cuestión (d).

4. Cuestiones

- (a) Identifica los rayos trazados.
- (b) Si los tiempos de llegada observados en un experimento son menores que los tiempos del ejemplo, ¿qué modificación tendríamos que realizar en la velocidad de la capa 1 para que se ajustaran al modelo de velocidad?.
- (c) ¿Se ajustan los datos al modelo de velocidad?. Observando los tiempos de llegada, indica si la velocidad de la capa 1 del modelo, debe ser mayor o menor para que los datos se ajusten.
- (d) Determina el modelo de velocidad, v_1 y v_2 , así como el ángulo crítico, i_c . Para ello, modifica la velocidad de la capa 1 del modelo hasta que los datos experimentales se ajusten a los sismogramas sintéticos.

Práctica 8. Análisis de las anomalías de Bouguer para una dorsal oceánica

1. Objetivo

El objetivo de esta práctica es calcular y analizar las anomalías de aire-libre y de Bouguer, para estaciones gravimétricas situadas a lo largo de una sección transversal de la Dorsal Centroatlántica.

2. Introducción

La interpretación de las anomalías de la gravedad es ambigua, debido a que la misma anomalía puede ser producida por diferentes estructuras. Por esta razón, es necesario un conjunto de datos que permita restringir la elección del contraste de densidad, tamaño, forma y profundidades en los posibles modelos de gravedad. La información adicional puede provenir de estudios de sismica de refracción y de reflexión o de observaciones geológicas.

La combinación de experimentos de sismica de refracción con medidas precisas de la gravedad es habitual en el desarrollo de modelos de la estructura de la corteza. Un ejemplo, lo constituyen los estudios gravimétricos y sísmicos realizados a través de los sistemas de dorsales oceánicas. En la figura 1 se observa la estructura sísmica de un transecto WNW-ESE que cruza la Dorsal Centroatlántica. Se observan velocidades para la onda P de 4 a 5 km/s para basaltos y gabros en la capa oceánica 2, y 6.5 a 6.8 km/s para meta-basaltos y meta-gabros en la capa 3. El Moho se encuentra aproximadamente a 11 km de profundidad y el manto superior tiene velocidades de 8 a 8.4 km/s. Esta estructura en capas desaparece bajo la dorsal. En distancias de 400 km, a ambos lados desde su eje, se registran velocidades de 7.3 km/s que sugieren la presencia de material del manto de menor densidad. La estructura sísmica se convirtió a un modelo de densidad utilizando la relación velocidad-densidad como se puede observar en la figura 1.

En la misma campaña de mediciones se obtuvieron los datos gravimétricos que se muestran en la tabla 1. Las estaciones gravimétricas se encuentran a la misma latitud, 32 °N, debido a que la sección cruza la Dorsal Centroatlántica de oeste a este. La

determinación de las anomalías de aire-libre y Bouguer nos permitirá contribuir al estudio de la estructura de la corteza y manto superior en esta dorsal.

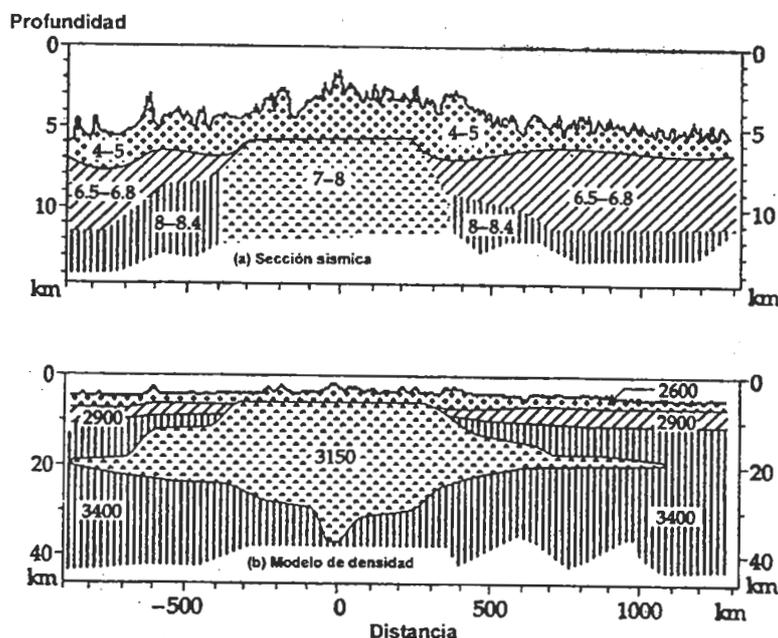


Figura 1. (a) Sección sísmica la Dorsal Centroatlántica, velocidades de la onda P en km/s. (b) Modelo de densidad, densidad en kg/m^3 .

Para obtener los valores de anomalías de aire-libre necesitamos la expresión de la gravedad normal para el elipsoide WGS84:

$$\gamma = 978032.7 (1 + 0.0053024 \sin^2 \phi - 0.0000058 \sin^2 2\phi) \text{ mgales}$$

La anomalía de aire-libre será: $\Delta g_{AL} = g_{AL} - \gamma$. Para obtener la anomalía de Bouguer debemos utilizar la corrección de Bouguer para el océano. El objetivo de esta corrección es pasar de la densidad media del agua oceánica, 1.03 g/cm^3 , a una densidad media de la corteza oceánica, 2.9 g/cm^3 . Esta corrección consiste, por lo tanto, en calcular el campo gravitatorio de la masa que debemos añadir cuya densidad es $\rho = 2.9 - 1.03 = 1.87 \text{ g/cm}^3$, entre el punto y el fondo oceánico.

La expresión de la corrección es: $C'_B = 0.04191 \rho h'$ mgales, donde h' es la profundidad del fondo oceánico para un determinado punto en metros, $\rho = 1.87 \text{ g/cm}^3$, y

el valor $\text{Coef} = 0.04191 \text{ mgal}/(\text{m g}/\text{cm}^3)$ es el coeficiente para la capa de Bouguer. En la resolución de la práctica no se tiene en cuenta una corrección batimétrica para la generación de la capa de Bouguer.

La gravedad reducida por Bouguer será: $g_B = g_{AL} + C'_B$ y la anomalía de Bouguer

$$\Delta g_B = \Delta g_{AL} + C'_B$$

3. Metodología

1. Determina las anomalías de aire y libre y Bouguer para 21 puntos gravimétricos y completa la tabla 1. Las posiciones son referidas al eje de la dorsal en km.

Posición (km)	h'(m)	g_{AL} (mgales)	Δg_{AL} (mgales)	C'_B (mgales)	Δg_B (mgales)
-800	4314	979476.3			
-700	4239	979477.6			
-600	2812	979524.3			
-500	3504	979490.2			
-400	3740	979459.6			
-300	3439	979489.3			
-200	2455	979524.3			
-100	2849	979484.5			
0	1444	979554.6			
100	2211	979522.4			
200	2478	979503.6			
300	3187	979474.3			
400	2763	979523.3			
500	3654	979478.3			
600	4188	979466.4			
700	4160	979483.8			
800	4155	979489.2			
900	4439	979475.4			
1000	4343	979494.3			
1100	4823	979466.8			
1200	4814	979471.5			

Tabla 1

2. Representa gráficamente el perfil batimétrico, la anomalía de aire-libre y la anomalía de Bouguer frente a las posiciones.

4. Cuestiones

- (a) Comenta brevemente por qué existe una correlación entre el perfil batimétrico y la anomalía de aire-libre
- (b) ¿Por qué el valor de la anomalía de Bouguer es más pequeño cuando nos situamos sobre el eje de la dorsal?
- (c) El estudio de la anomalía de Bouguer nos permite establecer varios modelos de estructura interna para la corteza oceánica. ¿Qué otro tipo de método geofísico ayudaría al método gravimétrico en la determinación de un modelo único?

Práctica 9. Anomalías gravimétricas y magnéticas locales

1. Objetivo

El objetivo de esta práctica es comprobar que una misma curva de anomalías puede ser producida por estructuras diferentes de basaltos. Se emplearán para ello, curvas de anomalías gravimétricas en la primera parte de la práctica y curvas de anomalías magnéticas en la segunda parte.

2. Introducción

El programa GEOLAB muestra curvas de anomalías locales, gravimétricas y magnéticas, calculadas a partir de medidas de campo. Estas curvas de anomalías, se utilizan en prospección para determinar la localización de estructuras de interés. Es importante destacar que la interpretación de las anomalías no es única, ya que diferentes estructuras pueden producir la misma anomalía.

Las curvas de anomalías gravimétricas están causadas por la existencia de masas anómalas en el interior de la corteza, relativamente cerca de superficie. La anomalía será la atracción gravitacional de esta masa anómala. Para los modelos de anomalías, producidas por esferas o diques, tratados en esta práctica se considera solamente la componente vertical.

El estudio de las anomalías magnéticas es más complejo que el de las anomalías gravimétricas, debido a que las anomalías magnéticas se representan con dos componentes, una vertical y otra horizontal. En la realización de esta práctica se utilizará únicamente la componente vertical. La prospección magnética se ocupa de investigar la geología subsuperficial basándose en las anomalías en el campo magnético de la Tierra, que resultan de las propiedades magnéticas de las rocas. Todas las anomalías magnéticas originadas por las rocas se obtienen como resultado de eliminar el campo geomagnético de origen interno y externo del campo geomagnético observado.

El grado en el cual una roca puede ser magnetizada por un campo magnético está determinado por la *susceptibilidad magnética* de la roca. La *magnetización inducida* es la magnetización de la roca M que es inducida cuando la roca es colocada

en el campo magnético de la Tierra B_T ; esto es dado por $\mu_0 M(\mathbf{r}) = \chi B_T(\mathbf{r})$ donde χ es la susceptibilidad magnética, una cantidad adimensional.

La interpretación de las anomalías magnéticas es un procedimiento similar y tiene las mismas limitaciones que la interpretación de los datos gravimétricos. Pero la complejidad en la interpretación magnética es mayor. Mientras que la anomalía de la gravedad de un cuerpo es positiva o negativa, dependiendo de si el cuerpo es más o menos denso que sus alrededores, la anomalía magnética de un cuerpo finito contiene invariablemente elementos positivos y negativos debido a la naturaleza dipolar del magnetismo. Además, mientras la densidad es un escalar, la intensidad de magnetización es un vector, y la dirección de magnetización en un cuerpo controla la forma de la anomalía magnética. Así, cuerpos con idéntica forma pueden producir anomalías magnéticas muy diferentes. Por esta razón, las anomalías magnéticas con frecuencia están mucho menos relacionadas con la forma del cuerpo que las anomalías gravimétricas. La intensidad de magnetización de las rocas depende en gran medida de la cantidad, forma, tamaño y distribución de su contenido de minerales ferromagnéticos y estos representan sólo una pequeña parte de sus constituyentes. El programa Geolab muestra curvas de anomalías magnéticas verticales calculadas a partir de medidas de campo. Estas están causadas por la existencia de cuerpos magnetizados en el interior de la corteza, relativamente cerca de superficie.

3. Metodología

3. 1. Instrucciones para entrar en la red y ejecutar el programa Geolab

Una vez encendido el ordenador, accedemos a la RED que agrupa a todos los ordenadores. Nos pedirá un nombre de usuario y una clave para poder acceder al programa GEOLAB.

Enter your login name: **Annnn** (n° de expediente p.e. A1921)

Enter your password: **DNI** si es la primera vez que entras en tu cuenta

Do you want to change your password?: Cambiar el DNI por otra clave de más de cinco dígitos

Aparece el mensaje de conexión a la red M:\>

Cambiar al disco O:\, al directorio de programas DOS y al directorio GEOLAB y ejecutar lab1

```
M:\> O: <enter>
O:\> cd dos
O:\>DOS> cd geolab
O:\>DOS\GEOLAB >lab1
```

3.2. Procedimiento

Introducir el código del supervisor y el código del estudiante

LABORATORY 1 - GRAVITY AND MAGNETIC ANOMALY FITTING

Enter supervisor code: 18 <enter>

Enter student code: <enter>

Seleccionar el área de estudio 4 para todos los ejercicios

Wait while the anomalies are being calculated...

Enter Video BIOS Mode (0-64): 18 <enter>

Enter Area (1-6) or (Q) to quit: 4 <enter>

PARTE 1.- Realiza los casos 1 y 2 para prospección gravimétrica, suponiendo que la estructura es un basalto cuya densidad oscila entre 2.20 y 2.80 g/cm³.

Caso 1. Ajuste a una esfera en el área 4

El experimento consiste en encontrar la localización en el eje x, profundidad, densidad y radio, de una estructura en forma de esfera que se ajuste a la curva de anomalías experimentales.

Area 4 Description

This area requires both gravity and magnetic data to solve

Enter Gravity Magnetics (G/M) New Area (N) or Quit (Q): G (gravimétrica) y M (magnética)

A continuación aparece la curva de anomalías, con la distancia en el eje horizontal y la componente vertical de la anomalía en miligales para prospección gravimétrica y en nanoteslas para prospección magnética, en el eje vertical.

Dike or Sphere model or Quit? <D,S or Q>? S

Teclear el valor de la localización en el eje x, pulsar <enter> para pasar al siguiente dato y así sucesivamente.

Accept parameters? (Y/N): Y

En pantalla se muestra la curva de anomalías generada por la esfera seleccionada y la bondad del ajuste X^2 (Chi-squared goodness of fit). Cuando sea < 10 consideramos finalizada esta parte de la práctica. Si el valor de X^2 es mayor de 10 cambiamos los parámetros hasta conseguir un buen ajuste.

Update model(U), update with graphics (G), or Quit (Q): G (si X^2 es > 10)

Cuando se obtiene un ajuste aceptable:

Update model(U), update with graphics (G), or Quit (Q): Q pulsar <enter>

Save this model? (Y/N): N

Enter Gravity Magnetics (G/M) New Area (N) or Quit(Q) : G

Repeat previous parameters [Y/N] Y

Caso 2. Ajuste a un dique en el área 4

El experimento consiste en encontrar localización en el eje x, profundidad, densidad, grosor, inclinación y longitud de la estructura en forma de dique. Se sigue el mismo procedimiento que en los casos anteriores seleccionando el modelo dique (D).

PARTE 2.- Repite el procedimiento para prospección magnética, suponiendo que la estructura es un basalto cuya susceptibilidad magnética (χ) varía entre 10^{-4} 10^{-1} .

Enter Gravity Magnetics (G/M) New Area (N) or Quit(Q) : M

Caso 3. Ajuste a una esfera en el área 4

Caso 4. Ajuste a un dique en el área 4

Una vez finalizada la sesión salimos de la red con:

O:\DOSGEOLAB> logout

4.- Cuestiones

(a) Rellena las tablas con los resultados obtenidos

PROSPECCION GRAVIMETRICA

AREA	Mod.	X-Local. (m)	Prof. (m)	Densi. (g/cm ³)	Radio (m)	Grosor (thick) (m)	Inclin. (dip) (grados)	Long. (m)	Bondad ajuste X ²
4	Esf					-	-	-	
4	Diq				-				

PROSPECCION MAGNETICA

AREA	Modelo	X-Local. (m)	Prof. (m)	Susceptibilidad magnética	Radio (m)	Grosor (thick) (m)	Inclinación (dip) (grados)	Bondad ajuste X ²
4	Esf					-	-	
4	Diq				-			



- (b) Si la esfera fuera más densa ¿se encontraría a mayor o menor profundidad para producir la misma curva de anomalías gravimétricas? ¿Por qué?
- (c) Si la esfera tuviera una susceptibilidad magnética mayor ¿se encontraría a mayor o menor profundidad para producir la misma curva de anomalías magnéticas? ¿Por qué?
- (d) ¿Por qué en el área 4 se han utilizado dos estructuras diferentes para ajustar las curvas de anomalías?

Práctica 10. Predicciones batimétricas a partir de datos altimétricos registrados desde satélites

1. Objetivo

El objetivo de esta práctica es predecir la batimetría de un área a partir de datos altimétricos, registrados por sensores radar instalados en satélites artificiales. Se compara la batimetría calculada, con los datos registrados desde barcos y se valora la mejora cuando se combinan ambas batimetrías. Se distingue entre la superficie medida por altimetría de radar, el geoide y el campo gravitatorio y se describe la relación entre anomalías del campo gravitatorio de longitud de onda corta y las características batimétricas de los océanos.

2. Introducción

El radar altímetro instalado en satélites de órbita terrestre, emite pulsos que son reflejados desde la superficie marina. Siguiendo la posición precisa de los satélites, por medio de estaciones en tierra, conocemos en todo momento la distancia entre el altímetro y la superficie del mar que se va a determinar. El nivel de la superficie del mar es modificado por una gran cantidad de heterogeneidades de la tierra, incluyendo la topografía del fondo marino. Las medidas de la topografía del nivel del mar, deben ser corregidas de "ruidos" oceanográficos, tales como corrientes, mareas, y variaciones de presión atmosférica, que también deforman la superficie oceánica.

En la corrección de estos efectos oceanográficos, la superficie equipotencial residual se denomina *geoide*. Este geoide ondula sobre el elipsoide de referencia de tal forma que se puede describir por una serie de armónicos esféricos de amplitud y longitud de onda específicas. Una gran montaña marina puede causar un ascenso del nivel del mar de hasta 50 km en horizontal y 1 metro de amplitud.

En esta práctica se usan datos obtenidos con el sensor radar del satélite Geosat tratados por un filtro de paso alto. De manera, que se han eliminado las longitudes de onda superiores a unos 500 km, mientras que las de 116 km se reducen en amplitud un 50%.

El geoide ondula sobre el elipsoide de referencia, debido a las heterogeneidades de densidad dentro de la tierra. Los efectos de las variaciones gravitacionales son de gran escala y de pequeña escala. Las ondulaciones en el geoide de gran longitud de onda (500 km), son el resultado de anomalías de masa profundas, y las ondulaciones de longitud de onda más cortas, reflejan estructuras poco profundas y la topografía del fondo del mar. La magnitud de los efectos de longitud de onda más larga es suficientemente grande para ocultar las características de longitud de onda más cortas. Por esta razón, para que la información batimétrica se pueda observar hay que eliminar mediante filtrado el efecto de las longitudes de onda largas. Si se eliminan los efectos de las longitudes de onda más largas, se dejan sólo los efectos de estructuras poco profundas y variaciones en la topografía del fondo del mar.

La predicción de la batimetría a partir de las mediciones del altímetro radar, es muy importante en zonas donde los sondeos de profundidad convencionales obtenidos desde barcos son escasos, y donde las medidas altimétricas de los satélites son abundantes y distribuidas uniformemente. En el océano Pacífico sur, mientras que los perfiles del altímetro del Geosat están próximos y distribuidos por igual sobre unos 2-4 km, los perfiles batimétricos obtenidos desde barcos están ampliamente espaciados y distribuidos al azar en unos 100-200 km.

Datos utilizados

Las imágenes tienen dimensiones de 245 líneas x 313 píxeles. Cada píxel corresponde, aproximadamente a un cuadrado de 10 x 10 km. La profundidad del océano varía desde 250 hasta 6045 metros, y las anomalías de paso alto del geoide oscilan, entre -80 y +117 cm. La zona de estudio se encuentra entre las longitudes 130W y 180 W y las latitudes 45 S y 65 S.

En esta lección se utilizan las observaciones de profundidad del fondo marino registradas desde barcos, y las medidas del geoide oceánico, calculadas a partir de la altimetría del satélite.

- Los datos batimétricos de archivo fueron calculados a partir del DBDB5, una base de datos global registrados desde barcos. Este conjunto de datos es suministrado como una imagen básica (DB5TOP), y como dos imágenes filtradas por un paso bajo (LP-TOP) y por un paso alto (HP-TOP).

- Los datos GM del Geosat filtrados por un paso alto (GEOSAT), proporcionados por la Oficina Oceanográfica de la Marina de los Estados Unidos. Estos representan anomalías del geoide relativas al elipsoide de referencia.
- Batimetría predicha a partir del geoide calculado del satélite (PRDTOP), usando para ello los principios físicos descritos. Dado que la batimetría y las anomalías del geoide están bien correlacionadas con el intervalo de longitudes de onda entre 15 y 200 km, se predice, en primer lugar, la batimetría de paso alto a partir de las anomalías del geoide del Geosat y se añade después a la batimetría regional (representada en este estudio por la imagen de paso bajo de DBDB5).

Las imágenes empleadas en esta práctica se muestran en la tabla 1.

Nombre del archivo	Descripción
DB5TOP	Batimetría de archivo cuadrículada
LP_TOP	Batimetría de archivo de paso bajo
HP_TOP	Batimetría de archivo de paso alto
GEOSAT	Anomalías del geoide de paso alto del Geosat
PRDTOP	Batimetría pronosticada
DIFPRD	Diferencias entre DB5TOP y PRDTOP
SMDB5	Versión suavizada de DB5TOP
GRADB5	Versión por filtro de paso alto de DB5TOP
DIFDB5	Diferencia entre DB5TOP y SMDB5

Tabla 1. Descripción de las imágenes

3. Metodología

En primer lugar se examina la batimetría obtenida a partir de mediciones desde barcos, a continuación la altimetría calculada del geoide y por último la batimetría determinada a partir del geoide calculado del satélite

Examen de la batimetría de archivo

1. Ejecuta el programa BILKO mediante el fichero UNESCO13.EXE, situado en el subdirectorio BILKO4 (lección del módulo 4). Tras la pantalla de presentación se

tiene acceso al menú principal, *Main menu*. Con las opciones del menú se controla el procesado de las imágenes. Con las teclas de <DIRECCIÓN> se selecciona la opción del menú. Con la tecla <ENTER> se accede a la opción seleccionada en rojo. Pulsando <H> aparece en pantalla la ayuda relativa a la opción seleccionada y con <ESCAPE> se sale del programa y se regresa al sistema operativo, se regresa al menú principal o se sale de la ayuda.

2. Carga la imagen DB5TOP con los datos de la batimetría de archivo, mediante la opción del menú *Load image*. El menú de tamaño de imagen, permite elegir y alterar las coordenadas de líneas y píxel que se deben cargar en memoria. De esta forma un archivo con una imagen de grandes dimensiones se puede reducir a un tamaño de visualización adecuado. Los valores mostrados son los existentes por omisión para ese archivo, es decir, su tamaño actual. El formato de las imágenes para el programa BILKO es de 512 píxeles por 256 líneas. La imagen cargada tiene un formato de 1, 245, 1, 1, 315, 1. Esto significa que la primera línea de la imagen visualizada es la línea 1 del archivo y la última la 245; el primer píxel es el número 1 del archivo y el último de cada línea el 315. Es decir, cada línea tendrá una longitud de 315 píxeles (cada píxel corresponde a un cuadrado de unos 10x10 km). El muestreo de línea (line sample) y el muestreo de píxel (pixel sample), permiten seleccionar los píxeles de la imagen que se van a visualizar. Por ejemplo, si el valor de estos parámetros es 2, sólo observamos líneas alternas, compuestas por píxeles alternos. También se puede cargar una subimagen de una imagen con resolución completa.
3. Visualiza la imagen mediante *Display image*. Esta opción permite ver en pantalla la imagen cargada en memoria. Cada tono de gris en la imagen cubre un intervalo de valores de píxel, que en esta imagen corresponde a un rango de profundidad. El color utilizado viene determinado por la forma en que la tabla de visualización, LUT, está representada sobre los valores de píxel.
4. Carga la paleta TOPO.PAL mediante *Load palette* y visualiza la imagen. Hemos cambiado la paleta de tonos de grises por la paleta de color. En la imagen se observa una zona donde la placa Pacífica está desplazándose hacia el noroeste, paralela a las áreas de fractura, separándose de la placa Antártica. Responde a la cuestión (a).
5. Visualiza las coordenadas de la imagen, los valores del píxel y el valor del color de cualquier píxel, mediante la opción *Cursor*. La relación entre estos valores y las medidas físicas variará según la imagen que se visualiza. La coordenada x define la posición en la línea, desde la parte izquierda de la imagen, y la coordenada y define

la línea. De este modo, la posición (1,1) corresponde a la esquina superior izquierda y la posición (315, 245) a la esquina inferior derecha. Con la tecla <BLOQUEO DE MAYÚSCULAS> activada se puede desplazar el cursor en saltos de 20 píxeles para determinar el número de píxeles. Desplaza el cursor desde la posición (48,1) hasta la posición (315,1). Puedes observar que los valores de píxel cambian, para cada uno de los colores 12, 13 y 14, que corresponden a tonos azules. Recuerda que el tamaño del píxel en esta imagen es de 10 km de este a oeste y de 10 km de norte a sur.

6. Visualiza el histograma de la imagen, en el que se indica el número, $f(N)$, de píxeles que tienen un valor determinado en la imagen cargada, frente al total de valores, N , que puede tomar un píxel (0,255), mediante la opción *Histogram*. El valor de píxel 0 corresponde a la profundidad mínima de 250 m y el valor 255 a la profundidad máxima, 6045 metros. Desplaza la línea verde sobre el histograma con las flechas derecha e izquierda, y observa en la parte inferior las frecuencias correspondientes de los valores de datos en la imagen que se ha visualizado. En la parte superior se muestran las estadísticas de la imagen. La línea amarilla indica el valor medio. Responde a la cuestión (b).
7. Dibuja un transecto entre dos puntos cualquiera de una imagen, mediante la opción *Transect*. Para definir los extremos del transecto se usan dos cursores. Uno de ellos se desplaza como se explicó en el apartado 5 y el otro después de pulsar la tecla <BLOQ DESPL>. Selecciona un transecto perpendicular al eje de la dorsal. Pulsa la barra espaciadora para unir los puntos donde se encuentran los cursores y presionando <ENTER> se muestra la gráfica. El transecto se visualiza en pantalla como una gráfica de valores de píxel frente a la posición a lo largo de la línea entre los puntos. Responde a la cuestión (c).
8. Filtra la imagen DB5TOP de la batimetría de archivo, con la opción *Filters*. En primer lugar, utiliza el filtro *Smooth 5* veces y observa la imagen suavizada. El archivo de imagen que corresponde a este suavizado es SMDB5. A continuación, carga otra vez la imagen DB5TOP, realiza el filtrado con la opción *Gradient* y observa la imagen de filtrado de paso alto. El archivo de imagen que corresponde a este filtrado es GRADB5.
9. Carga la imagen diferencia de DB5TOP y SMDB5, restando los valores de píxel de mediante la opción *Image Arithmetic* en *Multi image*, que nos permite realizar operaciones aritméticas simples sobre dos imágenes. Introduce $A=1$, $B=-1$ y $C=0$, pulsando la tecla <TAB>, seguida por la tecla <ENTER>. Esta imagen corresponde al archivo de imagen de diferencia DIFDB5. Al terminar, el programa regresa al menú

principal y la imagen resultante se puede visualizar por medio de la opción *display image*.

10. Compara las imágenes de la batimetría de archivo filtradas por paso bajo y paso alto, LP_TOP y HP_TOP, con las imágenes, SMDB5 y DIFDB5 (o GRADB5) respectivamente. Utiliza la función *Toggle* en la opción *Multi-image*. Esta opción permite ver dos imágenes introduciendo los dos nombres de archivos y pulsando la barra espaciadora para intercambiarlas. Responde a la cuestión (d).
11. Compara DB5TOP y LP_TOP (o SMDB5). Responde a la cuestión (e).

Examen de la altimetría calculada del geoide

1. Carga y visualiza la altimetría de paso alto del satélite Geosat, calculada de la imagen de anomalía del GEOSAT. Responde a la cuestión (f)
2. Modifica la tabla de visualización mediante la opción *Histogram Equalization* en *modify LUT*, para situar los 16 niveles de gris disponibles sobre todo el intervalo de valores de píxel. Al cambiar la tabla de visualización se ponen en evidencia características de la imagen. *Histogram Equalization* es un realce automático del contraste que permite asignar, aproximadamente, la misma superficie de visualización a cada uno de los 16 colores o tonos de gris en la imagen.
3. Compara las imágenes GEOSAT de la altimetría del Geosat calculada de la imagen de anomalía del geoide y DB5TOP imagen de la batimetría de archivo y a continuación GEOSAT y HP_TOP, batimetría de archivo de paso alto. Responde a la cuestión (g).

Examen de la batimetría pronosticada a partir del geoide calculado del satélite

1. Carga y visualiza la batimetría pronosticada PRDTOP. Esta imagen se obtuvo añadiendo la batimetría pronosticada a partir de los datos del filtrado de paso alto de la altimetría del satélite GEOSAT a la batimetría regional. Responde a la cuestión (h).
2. Compara la batimetría de archivo DB5TOP, con la pronosticada a partir de los datos del altímetro Geosat, PRDTOP. Responde a la cuestión (i).

3. Compara la imagen **diferencia DIFPRD**, obtenida a partir de DB5TOP y PRDTOP, obtenida a partir de la **diferencia entre DB5TOP y PRDTOP** ($A=1, B=-1, C=0$), con la imagen DB5TOP.

1. Cuestiones

- (a) Indica si la zona de estudio **se encuentra en una cuenca oceánica, en una dorsal o en una zona de subducción**. **¿Qué colores corresponden a las zonas más profundas? ¿Y a las más someras?**. Describe las **características más destacadas**.
- (b) Estima la profundidad media **de la zona a partir** del valor medio del histograma de la imagen DB5TOP, 172.5776.
- (c) Estima aproximadamente la **variación de profundidad** a lo largo del transecto.
- (d) **¿Son significativas las diferencias entre las imágenes que has comparado? ¿Por qué?**
- (e) **¿Cuáles son los efectos del suavizado, sobre las zonas de fractura?**
- (f) **¿Qué efecto tiene el filtrado de paso alto sobre la imagen del geode GEOSAT? ¿Qué se observa con mayor claridad en esta imagen? ¿Por qué es diferente de la imagen DB5TOP?**
- (g) Entre GEOSAT y HP_TOP **¿Cuál muestra de forma más detallada las zonas de fractura y las montañas submarinas?**
- (h) **¿Qué imagen representa a la batimetría regional en esta práctica?**
- (i) **¿Qué mejoras se observan? ¿Por qué?**

La Geofísica Marina en Internet

A continuación se facilitan algunas direcciones de interés para consultar diversa información relacionada con la Geofísica Marina. La red es muy dinámica, de modo que algunas páginas pueden desaparecer o ser sustituidas por otras con una dirección diferente. Cada página proporciona otras direcciones relacionadas (links) a las que poder acceder.

➤ **Buscadores**

Los buscadores son programas que nos facilitan la localización de información de interés, a partir de palabras seleccionadas por el usuario.

<http://www.yahoo.com> (<http://www.yahoo.es>)
[http:// www.altavista.com](http://www.altavista.com)
[http:// www.excite.com](http://www.excite.com)
<http://infoseek.go.com>
[http:// www.lycos.com](http://www.lycos.com)

➤ **Direcciones de Interés**

Educación e Investigación

[http:// www.iris.edu](http://www.iris.edu)

Prácticas on-line. Recientes eventos sísmicos con sismogramas en tiempo real. IRIS es un consorcio de investigación universitario dedicado a la exploración del interior de la Tierra a través de la obtención y distribución de datos sísmicos.

<http://vcourseware4.calstatela.edu/virtualEarthquake>

Práctica on-line. Localización del epicentro de un terremoto y cálculo de la magnitud Richter.

<http://quake.wr.usgs.gov/study/more/eqlocation/eqloc.html>

US Geological Survey. Estudiando los terremotos. Localización de un terremoto.

<http://geology.er.usgs.gov/eastern/inquiries.html>

US Geological Survey. Cuestiones más frecuentes sobre los terremotos.

<http://sunquakes.geol.binghamton.edu/faculty/jones>

Software para crear mapas de sismicidad y ver la propagación de las ondas sísmicas.

<http://www.geo.lsa.umich.edu/MichSeis/index.html>

Centro sismológico interactivo.

<http://pbs.org/wgbh/nova/everest/earth/birth.html>

Formación del Himalaya.

<http://www.un.org/Depts/los/unclos/annex3.htm>

Condiciones básicas de prospección, exploración y explotación de los recursos minerales marinos. Anexo de la ley del mar (LOS).

<http://www.ngdc.noaa.gov>

National Geophysics Data Center (NGDC).

<http://www.seismo.com/iaspei>

International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI).

<http://www.isic.ac.uk>

International Seismological Centre (ISIC).

<http://www-csem.bruyeres.cea.fr>

Centre Sismologique Euro-Mediterranean.

<http://www.ign.es>

Instituto Geográfico Nacional.

<http://www.icm.es>

Instituto de Ciencias de Mar (CSIC).

<http://galbis.org>

Difusión de investigación **interdisciplinar** de terremotos (sismicidad histórica).

<http://helix.nature.com>

Nature.

<http://msg.who.edu/msg.html>

The Marine Seismology and **Geoacoustics Group**. Woods Hole Oceanographic Institution.

http://sio.ucsd.edu/res_groups

Scripps Institution of Oceanography.

<http://topex.ucsd.edu/sandwell>

Instituto de Geofísica y Física Planetaria (**Universidad de California**, profesor Peter Sandwell).

<http://geosciences.org>

Geoscience Information Center.

<http://www.usgs.gov>

US Geological Survey. Información geomagnética.

<http://obs.er.usgs.gov>

US Geological Survey. Sismómetros de fondo.

<http://geomag.usgs.gov/frames/lithos.htm>

US Geological Survey. Observaciones geomagnéticas.

<http://earthquake.usgs.gov/neis/bulletin/bulletin.html>

US Geological Survey. Últimos terremotos.

http://utexas.edu/depts/grg/gcraft/notes/datum/datum_f.html

Peter H. Dana (Universidad de Texas) nos proporciona información sobre los datum geofísicos, modelo de la Tierra, figura de la Tierra, etc.

Instrumentación y servicios geofísicos

<http://www.marinet.com>

Servicio gratuito de información comercial en línea para la comunidad científica marina y tecnología oceánica.

<http://www.pgs.com>

Petroleum Geo-Services (servicios geofísicos).

<http://www.unocal.com>

Unocal (servicios geofísicos).

<http://www.seismo.com>

Global Seismological Services (servicios geofísicos).

<http://www.baygeo.com>

Bay Geophysical Associates, Inc. (servicios geofísicos).

<http://www.edcon.com>

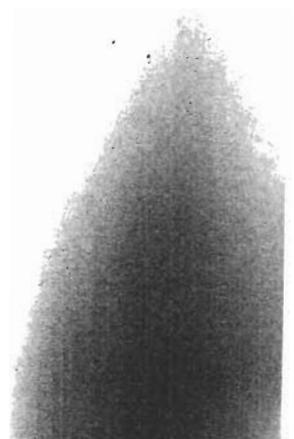
Edcon (servicios geofísicos).

<http://www.geoacoustics.co.uk>

GeoAcoustics Limited (instrumentación).

<http://www.benthos.com>

Benthos (instrumentación).



<http://www.seamux.com>

Hydroscience Technologies, Inc. (instrumentación).

<http://www.edgetech.com>

Edge Tech, Inc. (instrumentación).

<http://www.datasonics.com>

Datasonics (Benthos instrumentación).

<http://www.omnitech.no>

OmniTech (instrumentación).

<http://www.seabeam.com>

Seabeam Instruments (instrumentación).

<http://www.oceandata.com>

Ocean Data Equipment Corporation (instrumentación).

<http://www.marine-group.com>

Tecnología en exploración oceánica.

<http://spot.ucsd.edu/towdog/towdog.html>

Desarrollo de un gravímetro remolcado.

Divulgación

<http://www.discovery.com/online.html>

Librerías en la web

<http://www.amazon.com>

<http://www.bookshop.co.uk>

Bibliografía

Fowler, C.M.R. 1996. *The Solid Earth. An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge. 472 pp.

Iaspei PC shareware library. 1990. Editado por García-Fernández, M. *International association of seismology and physics of the earth's interior*.

Jones, E.J.W. 1999. *Marine Geophysics*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester. 466 pp.

Kearey, P y Brooks, M. 1991. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 254 pp.

Lowrie, W. 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge. 354 pp.

Payo, G. 1986. *Introducción al Análisis de Sismogramas*. IGN. Madrid. 125 pp.

Pipkin, B.W., D.S. Gorsline, R.E. Casey and D.E.Hammond. 1987. *Laboratory Exercises in Oceanography*. ed. W.H. Freeman and Company, New York.

Robinson, I.S., A. Matthews, D. Blackburn. 1993. *Aplicaciones de datos de imagen costeros y marinos provenientes de satélites, aviones y sensores in situ*. Formación y educación en ciencias del mar (TREDMAR). Módulo 4. UNESCO.

SeisStart. 1993. *Seismic Learning Tasks*. TREDMAR programme. UNESCO.