

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS**

**Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y
Astrofísica I (Geofísica y Meteorología)**

(Astronomía y Geodesia)



**OPTIMIZACIÓN DE PARÁMETROS DE LOCALIZACIÓN
PARA DISTINTOS TIPOS DE REDES SÍSMICAS :
APLICACIÓN A LA PENÍNSULA IBÉRICA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

José Manuel Martínez Solares

Bajo la dirección del doctor

Julio Mezcua Rodríguez

Madrid, 2002



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



5314280221

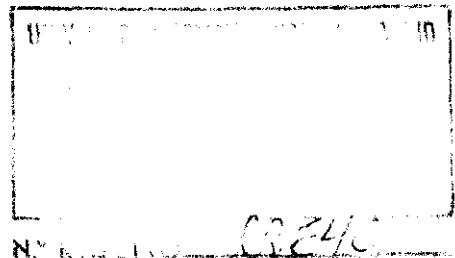
Departamento de Física de la Tierra,
Astronomía y Astrofísica
Facultad de Ciencias Físicas
Universidad Complutense de Madrid

Servicio Nacional de Sismología
S.G. Astronomía y Geofísica
Instituto Geográfico Nacional

OPTIMIZACION DE PARAMETROS DE LOCALIZACION PARA DISTINTOS TIPOS DE REDES SISMICAS. APLICACION A LA PENINSULA IBERICA.

JOSE MANUEL MARTINEZ SOLARES

Memoria presentada para
optar al grado de Doctor
en Ciencias Físicas
Director: Dr.D. Julio Mezcua



Madrid, Septiembre 1992

A mis padres

616136883

¿25321286

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento al Dr.D. Julio Mezcu Rodríguez, director de esta tesis, que supo inculcarme hace muchos años el interés por las ciencias geográficas, y en particular por la geofísica, y por el continuo y decisivo apoyo que he recibido para la realización de esta tesis.

Quiero hacer constar también mi especial reconocimiento a D^a Carmen López Moreno por su inestimable ayuda a lo largo de estos años, cuyos trabajos y comentarios me han sido de gran valor.

Igualmente quiero agradecer a D. Orestes García Rodríguez la ayuda prestada en la adquisición de los datos y a D. Gregorio Pascual Santamaría y a D. Angel Gil Alonso por la realización de algunos programas y la creación de ficheros gráficos. Asimismo quiero dar las gracias a D. Fernando Naveiras García por la confección de los dibujos y a D. José Alvarez Alvarez por la realización de ficheros numéricos.

Agradezco también al Dr. Frank Pilotte y a Mr. Dennis A. Hackner del Air Force Technical Applications Center de EE.UU. por suministrar información sobre las características técnicas de la estación de Sonseca y a los Drs. Svein Mykkeltveit y Jan Fyen del NORSAR por sus orientaciones en los métodos de procesamiento.

Por último, quiero dar las gracias a la Cátedra de Geofísica de la Universidad Complutense, y en particular al Profesor Agustín Udías, por el apoyo recibido.

INDICE

I. INTRODUCCION.	3
II. METODO DE DIFERENCIAS DE TIEMPOS DE LLEGADA.	9
II.1. Descripción del método.	9
II.2. Consideración de tierra esférica.	13
II.3. Cálculo de errores.	16
II.4. Procesamiento de datos.	18
III. PROCESAMIENTO DE DISPOSITIVOS SISMICOS.	21
III.1. Retardo y suma simple de señales.	21
III.2. Retardo y suma ponderada de señales.	24
III.3. Filtrado y suma de señales.	30
III.4. Análisis de frecuencia y número de onda.	38
III.4.1. Método convencional.	41
III.4.2. Funciones ventana, Respuesta del dispositivo sísmico.	46
III.4.3. Método de alta resolución.	49
III.5. Análisis de la lentitud.	56
III.6. Procesamiento de datos.	60
IV. ANALISIS DE POLARIZACION.	69
IV.1. Movimiento de la partícula	70
IV.1.1. Mínimos cuadrados.	70
IV.1.2. Estimación de los cosenos directores.	71
IV.1.3. Matriz de varianza-covarianza.	72
IV.2. Producto de componentes.	77
IV.2.1. Determinación del acimut.	80
IV.2.2. Determinación del ángulo de incidencia.	82
IV.3. Procesamiento de datos.	84
V. DATOS USADOS.	89
V.1. Redes sísmicas.	89
V.1.1. Red Sísmica Nacional.	89
V.1.2. Dispositivo sísmico de Sonseca.	92
V.2. Telesismos.	100
V.3. Sismos regionales.	103
VI. APLICACION A REDES REGIONALES.	107

VII. APLICACION A REDES LOCALES.	113
VII.1. Método de diferencia de tiempos de llegada.	116
VII.2. Formación de haces sísmicos.	120
VII.2.1. Retardo y suma simple.	120
VII.2.2. Método convencional.	127
VII.2.3. Método de alta resolución.	131
VII.2.4. Análisis de la lentitud.	133
VII.3. Análisis de polarización.	137
VIII. ANALISIS DE RESULTADOS.	149
VIII.1. Redes regionales.	149
VIII.2. Redes locales.	162
IX. CONCLUSIONES.	181
BIBLIOGRAFIA.	185
APENDICES.	
1. Relación de telesismos.	195
2. Relación de sismos regionales.	203
3. Sismos regionales. Acimut, distancia y SNR	207
4. Telesismos. Método DTL.	211
5. Sismos regionales. Método DTL.	219
6. Sismos regionales. Método retardo y suma.	223
7. Sismos regionales. Método convencional. Ventana 3s.	227
8. Sismos regionales. Método convencional. Ventana 5s.	231
9. Sismos regionales. Análisis de lentitud. Banda 1Hz.	235
10. Sismos regionales. Análisis de lentitud. Banda 2Hz.	239
11. Sismos regionales. Método de varianza-covarianza.	243
12. Sismos regionales. Composición de la partícula y producto TZ	247
13. Telesismos. Acimut y distancia.	251

CAPITULO I

INTRODUCCION

La localización epicentral de eventos sísmicos puede enfocarse desde un punto de vista distinto a los métodos clásicos en los que los epicentros están dentro o muy cerca de una red sísmica. Estos métodos de localización, llamados de tipo antena porque permiten la determinación del acimut y la distancia respecto de una red sísmica o de una estación de tres componentes, están diseñados para calcular las coordenadas epicentrales de sismos muy alejados en proporción con el diámetro de la red. El uso de estos métodos permite determinar la sismicidad de zonas alejadas o de imposible acceso como regiones marinas, volcanes, etc.

El concepto de red sísmica para usar mediante métodos de tipo antena es muy amplio, pues se puede considerar desde una red convencional de dimensiones regionales como la Red Sísmica Nacional de España o una red local de pocos kilómetros de diámetro o, incluso, una estación de tres componentes. En el presente trabajo se van a considerar tres tipos de redes sísmicas. La primera, que llamaremos red regional, estaría compuesta por estaciones distribuidas a lo largo de cientos de kilómetros y permitiría realizar, por un lado, el cálculo epicentral de los sismos regionales y por otro, mediante métodos de tipo antena, localizar los telesismos a partir de una determinada magnitud.

Este tipo de redes regionales existen en muchos países, en especial en aquellos con sismicidad importante. Su evolución desde el siglo pasado ha sido continua debido a los avances de la instrumentación y en la actualidad muchas de ellas son digitales con gran rango dinámico capaces de detectar y localizar sismos de baja magnitud. En España hay varias que, por su diámetro, se pueden considerar regionales y que controlan la sismicidad de áreas de varios cientos de kilómetros. La de mayor tamaño es la Red Sísmica del Instituto Geográfico

Nacional con capacidad de detección de todo el área de la Península Ibérica y norte de Africa. Redes de menor tamaño para control de sismicidad local serían las de la Universidad de Granada o la de la Generalidad de Cataluña.

El segundo tipo de red que hemos considerado son las redes locales, de pocos kilómetros de diámetro, con una distribución de estaciones de características especiales y que se conocen con el nombre de dispositivos sísmicos (o *array* en la literatura inglesa). Su concepción y características se van a indicar a continuación.

El uso en prospección geofísica de instrumentación sísmica espacialmente distribuida era conocido con anterioridad al de los dispositivos sísmicos, incluso los principios matemáticos del procesamiento de señales multicanales. Fue en la Conferencia de Ginebra de 1958 cuando se introdujo el concepto de dispositivo sísmico, dirigido a la detección, localización e identificación de explosiones nucleares subterráneas y también de eventos sísmicos de baja magnitud (Pomeroy *et al*, 1982; Mykkelveit *et al*, 1983).

Se considera un dispositivo sísmico a un conjunto de estaciones sísmicas que tiene las siguientes características:

- I. Tres o más estaciones.
- II. Una apertura o distancia máxima entre estaciones no superior a unos pocos cientos de kilómetros.
- III. Instrumentación uniforme y tiempo común.
- IV. Un centro de recepción de datos en tiempo real.
- V. Registro individual de los canales de datos para su posterior procesamiento.

El procesamiento de los dispositivos sísmicos permite una mejora de la relación señal-ruido. También permite realizar la separación de señales que llegan al dispositivo casi al mismo tiempo o descomponer las señales en función de su contenido en frecuencias, del acimut de llegada y de la velocidad. Con todo este procesamiento se puede llevar a cabo la detección, identificación de fases, discriminación y localización de eventos sísmicos de origen artificial o natural a distancias regionales o telesísmicas, así como la realización de estudios sobre la estructura de la tierra, propagación de ondas, etc. (Ringdal and Husebye, 1982; Davis y Weber, 1990). Las nuevas técnicas de procesamiento están realizando un tratamiento conjunto de dispositivos sísmicos con estaciones de una componente vertical y estaciones de tres componentes, dando más potencia y resolución a los métodos de cálculo (Harris, 1990).

Este tipo de redes empezaron a funcionar a partir de los años 1960 con la instalación, entre otros, de los dispositivos de Yellowknife (Canadá), NORSAR (Noruega), LASA y Alaska (EE.UU.) (Anglín, 1971; Bungum and

Husebye, 1974; Capon *et al*, 1967). Posteriormente se crean dispositivos de menor apertura como los del NORESS (Noruega), FINESA (Finlandia) o Grafenberg (Alemania) (Mykkeltveit and Ringdal, 1981; Uski, 1990; Faber, 1986; Kværna, 1989; Mykkeltveit *et al*, 1990). Una relación más completa de estos dispositivos puede verse en Dean (1975).

La red local o dispositivo sísmico que hemos utilizado en el presente trabajo está situada en Sonseca (Toledo). Este dispositivo fue instalado a finales de la década de los años cincuenta, por el gobierno de los Estados Unidos, mediante el convenio firmado con España y cuyo objetivo era detectar y localizar explosiones artificiales de origen nuclear ocurridas en cualquier parte del mundo. Con el nuevo convenio Hispano-Norteamericano sobre bases e instalaciones en nuestro país, el Gobierno español decidió traspasar la estación de Sonseca a España y que fuera el Ministerio de Obras Públicas y Transportes, a través del Instituto Geográfico Nacional, el encargado de su operatividad, dándole un carácter meramente civil y de contenido científico.

Por último, el tercer tipo de red considerada ha sido una estación de tres componentes, si bien el concepto de red aparece aquí más abstracto (Ruud *et al*, 1988). Para ello hemos usado los canales de corto período de la estación triaxial de banda ancha del Dispositivo de Sonseca.

Este trabajo presenta los distintos métodos de localización con redes regionales y locales a partir del procesamiento de las señales. En el esquema de la Figura 1.1 aparecen reflejados los métodos utilizados. Se hace una primera división al considerar redes regionales, aplicadas a sismos lejanos, y redes locales, aplicadas a sismos regionales ($\Delta < 10^\circ$). A su vez, las redes locales se subdividen en dos grupos: el primero consiste en la red formada por las 19 estaciones de corto período del dispositivo de Sonseca y el segundo, formado por una estación de tres componentes. Las 19 estaciones SP permiten utilizar varios métodos, unos realizados en el dominio del tiempo y otros en el de la frecuencia. La estación de 3 componentes permitirá realizar tres tipos de análisis de polarización de la onda P.

Los Capítulos II, III y IV están dedicados al desarrollo teórico de los distintos métodos. En el Capítulo II se expone la teoría sobre el método basado en las diferencias de tiempos de llegada a las distintas estaciones. El Capítulo III trata sobre los distintos métodos de procesamiento de señales para dispositivos sísmicos, haciendo la división entre los basados en el dominio del tiempo y en la frecuencia. El análisis de polarización a partir de las señales de estaciones de tres componentes se indica en el Capítulo IV.

En el Capítulo V se hace una descripción de los datos usados. Por un lado se exponen las características y configuración de la Red Sísmica Nacional y del Dispositivo Sísmico de Sonseca, y por otro se relacionan los sismos, tanto

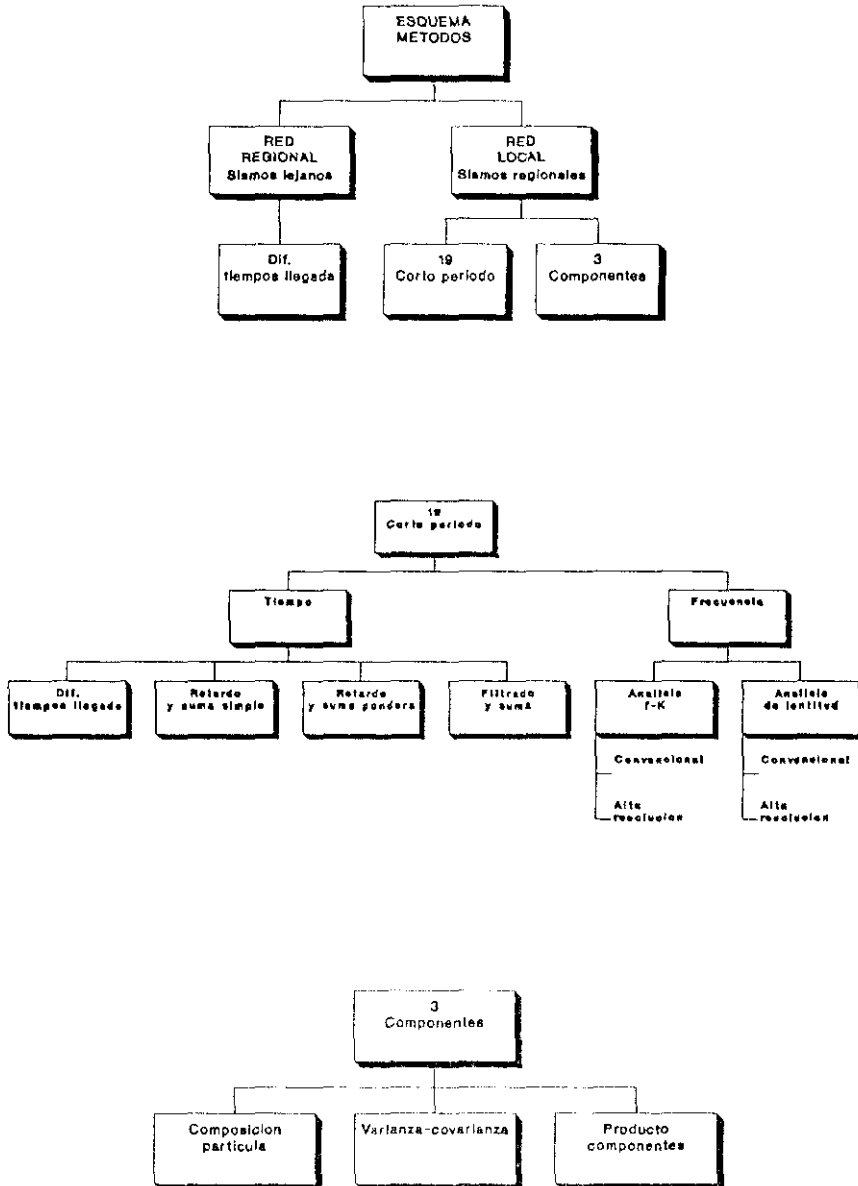


FIGURA 1.1 Esquema de los métodos analizados.

lejanos como regionales, y las características de su distribución.

La aplicación del método de diferencias de tiempos de llegada a sismos lejanos mediante redes regionales está indicada en el Capítulo VI y para sismos regionales con la red local en el Capítulo VII. Este Capítulo también recoge la aplicación a sismos regionales de los métodos de procesamiento indicados en el Capítulo III y del análisis de polarización para tres componentes. El Capítulo VIII analiza los resultados obtenidos en los Capítulos VI y VII y los compara con los valores reales. Por último, el Capítulo IX contiene las conclusiones del trabajo.

Se han incluido 13 Apéndices con la relación de los parámetros reales de localización de los sismos, próximos y lejanos, y los obtenidos por los distintos métodos.

CAPITULO II

MÉTODO DE DIFERENCIAS DE TIEMPOS DE LLEGADA.

El método que vamos a desarrollar a continuación es de los denominados de tipo antena en el que a partir de las diferencias entre los tiempos de llegada de la onda P a una serie de estaciones, se obtiene el acimut de la fuente y su distancia epicentral. En este método, que llamaremos DTL, no se establece a priori ninguna restricción sobre las dimensiones o apertura de la red de estaciones, pudiendo ser utilizado para redes de pequeña apertura (Otsuka, 1966a, 1966b), (Stauder y Ryall, 1967) o para redes regionales como la Red Sísmica Nacional. (Instituto Geográfico Nacional, 1991).

II.1. Descripción del método.

Consideremos un frente de onda plano que se propaga a través de una red de estaciones con una velocidad aparente v . Aunque generalmente se considerará el frente de ondas P por ser de más fácil identificación, sería igualmente factible el uso de ondas S. Para dos estaciones cualquiera, i y j , obtendremos:

$$t_i - t_j = \bar{s} \cdot (\bar{x}_i - \bar{x}_j) \quad (2.1)$$

siendo t_i, t_j los tiempos de llegada del frente de onda a las estaciones i, j , \bar{x}_i, \bar{x}_j los vectores de posición de las estaciones i, j respecto de un sistema de coordenadas prefijado, y \bar{s} el vector lentitud, cuyo módulo es la inversa de la velocidad aparente v .

La ecuación (2.1) puede escribirse:

$$t_2 - t_1 = |\vec{s}| \cdot |\vec{x}_2 - \vec{x}_1| \cdot \cos\beta$$

Consideremos dos estaciones sísmicas S1 y S2 en un sistema de coordenadas geográficas, tal y como queda reflejado en la Figura 2.1. Tomando los acimutes desde el norte, el ángulo β será la diferencia entre el acimut de la dirección del frente de onda θ y el acimut A_2 del lado 1-2, y por tanto:

$$t_2 - t_1 = |\vec{s}| D_2 \cos(\theta - A_2) = |\vec{s}| h \quad (2.2)$$

siendo D_2 la distancia entre las estaciones S1 y S2, y $h = D_2 \cos(\theta - A_2)$.

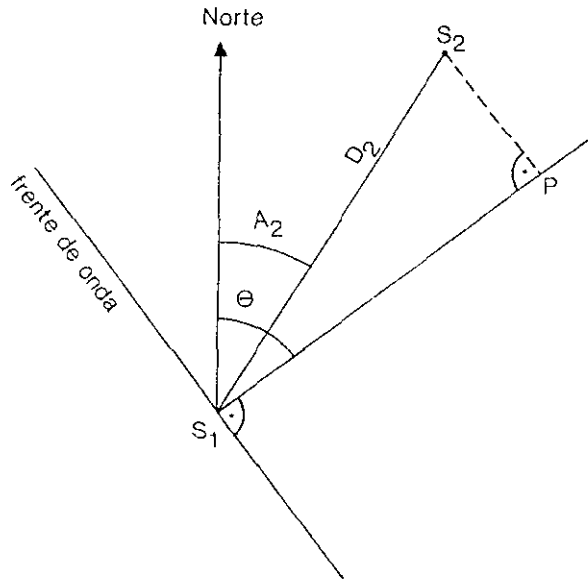


FIGURA 2.1. Triángulo plano formado por dos estaciones, S1 y S2, y la dirección del frente de onda.

Despejando $|\vec{s}| = s$ de la expresión anterior, obtenemos:

$$\frac{1}{s} = \frac{D_2 \cos (\theta - A_2)}{t_2 - t_1} \quad (2.3)$$

Si la red dispone de n estaciones, el número de lados formados entre la estación 1 y el resto de estaciones es de $n-1$, siendo la estación 1 la primera a la que llega el frente de onda. Haciendo $\Delta t_i = t_i - t_1$ obtendremos, para cada lado $i-1$, expresiones del tipo:

$$\frac{\Delta t_i}{D_i} = s \cdot \cos (\theta - A_i)$$

Si formamos la ecuación de error e_i :

$$e_i = \frac{\Delta t_i}{D_i} - s \cdot \cos (\theta - A_i) \quad (2.4)$$

y haciendo el cambio de variable $X = s \cdot \cos \theta$, $Y = s \cdot \sin \theta$, quedará la siguiente ecuación de error:

$$e_i = \frac{\Delta t_i}{D_i} - X \cdot \cos A_i - Y \cdot \sin A_i \quad ; \quad i=2, \dots, n$$

Estableciendo que la suma de los cuadrados de los errores $\sum_2^n e_i^2$ sea mínima y haciendo:

$$a_i = \cos A_i$$

$$b_i = \sin A_i \quad (2.5)$$

$$c_i = \Delta t_i / D_i$$

obtenemos las ecuaciones normales, que expresadas matricialmente:

$$A'.A.x = A'.c \quad (2.6)$$

siendo A la matriz de orden $(n-1) \times 2$:

$$A = \begin{bmatrix} a_2 & b_2 \\ a_3 & b_3 \\ \dots & \dots \\ a_n & b_n \end{bmatrix}$$

y los vectores x y c :

$$x = \begin{bmatrix} X \\ Y \end{bmatrix} ; \quad c = \begin{bmatrix} c_2 \\ c_3 \\ \dots \\ c_n \end{bmatrix}$$

Si definimos $N = A'.A$ como la matriz de las ecuaciones normales, la solución de (2.6) es:

$$x = N^{-1}.A'.c$$

de donde obtenemos sus componentes X e Y , y posteriormente θ y s a partir de las siguientes relaciones:

$$\theta = \tan^{-1} \frac{X}{Y}$$

$$s = (X^2 + Y^2)^{1/2}$$

Estos valores de θ y s nos definen el vector lentitud \vec{s} , cuyas componentes son:

$$\vec{s} = (s.\text{sen } \theta, s.\text{cos } \theta)$$

Obtenido este vector lentitud, referido a la estación más cercana al epicentro, y teniendo en cuenta que su módulo representa el cociente $dT/d\Delta$, siendo Δ la distancia, podemos determinar la distancia epicentral a la citada estación, a partir de una relación experimental del tipo $\Delta=f(dT/d\Delta)$. El cálculo de las coordenadas epicentrales, conocidos el acimut y la distancia, es inmediato.

II.2. Consideración de tierra esférica.

En el desarrollo anterior hemos considerado una tierra plana. No obstante, esto sólo sería válido para distancias de unos pocos kilómetros. Si queremos usar este método para redes de pequeña apertura pero con sismos a distancias regionales, o con la red nacional, cuya distancia máxima entre estaciones es aproximadamente de 1000 kilómetros y con telesismos de hasta 100° de distancia, hemos de tener en cuenta la tierra como esférica o elipsódica.

Consideremos que el triángulo plano S_1S_2P de la Figura 2.1 se transforma en el triángulo esférico de la Figura 2.2. y vamos a determinar la diferencia que existe entre un caso y otro. Para tierra esférica, la ecuación (2.2) tendrá la forma:

$$t_2 - t_1 = |\vec{s}| \cdot h_e$$

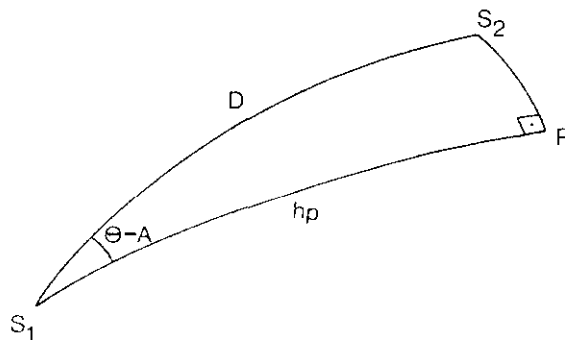


FIGURA 2.2. Triángulo esférico formado por dos estaciones S_1 y S_2 y la dirección del frente de onda.

Por tanto, debemos calcular la diferencia $h_e - h_p$, siendo $h_p = D \cdot \cos(\theta - A)$ para el caso de tierra plana. A partir del triángulo esférico $S_1 S_2 P$, obtenemos:

$$\tan h_p = \tan D \cdot \cos(\theta - A)$$

donde los ángulos θ y A no varían en un caso o en otro, si suponemos que la tierra plana es tangente a la esfera en el punto S_1 .

La diferencia ϵ entre tierra esférica menos tierra plana será por tanto:

$$\epsilon = \tan^{-1} [\tan D \cdot \cos(\theta - A)] - D \cdot \cos(\theta - A)$$

A fin de valorar como influye las dimensiones de la red en este parámetro ϵ , hemos representado en las Figuras 2.3. y 2.4 los valores de ϵ en función de los ángulos $\theta - A$, para las distancias entre estaciones $D = 100, 200, 300, 500$ y 1000 km. Los valores de $\theta - A$ están comprendidos entre $-\pi/2$ y $+\pi/2$.

Del valor de ϵ reflejado en las Figuras 2.3 y 2.4. se deduce que la consideración de tierra esférica ha de empezar a tenerse en cuenta a partir de una distancia entre estaciones de 500 km. por lo que en el caso de utilizar la red nacional para el cálculo de telesismos, será necesario introducir un factor de corrección.

Como consecuencia de esta corrección, la ecuación (2.3), queda de la forma siguiente:

$$\frac{1}{s} = \frac{D_2 \cdot \cos(\theta - A_2) + \epsilon_2}{t_2 - t_1}$$

y por tanto la expresión (2.4) sería ahora:

$$e_i = \frac{\Delta t_i}{D_i} - s \cdot \cos(\theta - A_i) - \frac{\epsilon_i s}{D_i}$$

quedando los términos de (2.5) invariables, excepto:

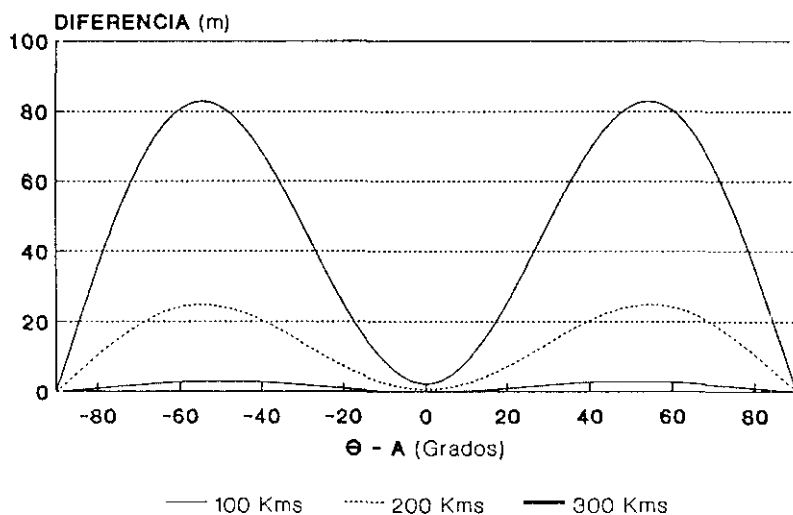


FIGURA 2.3 Diferencia entre tierra plana y esférica en función de $\theta - A$ para distintos valores de la distancia entre estaciones.

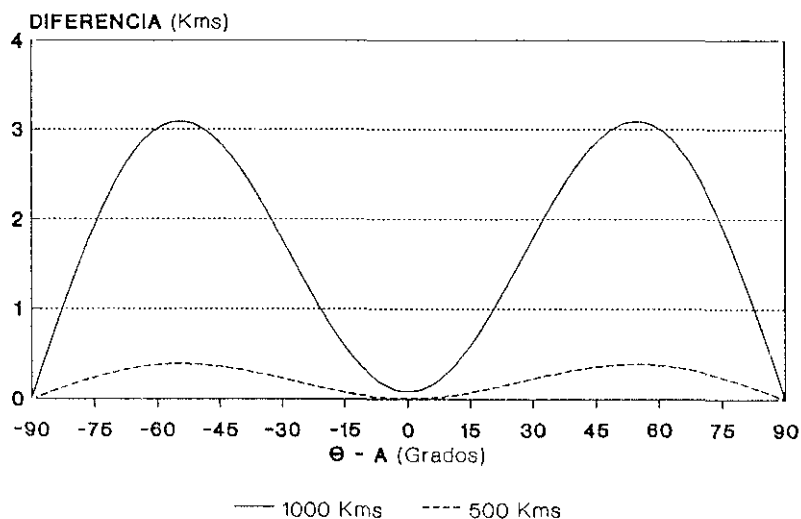


FIGURA 2.4 Diferencia entre tierra plana y esférica en función de $\theta - A$ para distintos valores de la distancia entre estaciones.

$$c_i = \frac{\Delta t_i}{D_i} - \frac{\epsilon_i s}{D_i} \quad (2.7)$$

Como en esta última ecuación interviene el valor de s que no es conocido, realizamos un proceso iterativo introduciendo un valor aproximado de s obtenido para tierra plana. A partir de aquí, con el valor corregido c_i de (2.7), se vuelven a formar las ecuaciones normales igualmente que en (2.6) y se resuelven tal y como se indicó en el apartado anterior. Debido a su rápida convergencia, este proceso iterativo sólo es necesario realizarlo una vez.

II.3. Cálculo de errores.

Resuelto el problema del cálculo del acimut y de la velocidad aparente a partir de las técnicas de ajuste por mínimos cuadrados, se puede determinar el grado de precisión del proceso por medio de la teoría de errores. (Richardus, 1984).

Consideremos la matriz de varianza-covarianza y su equivalencia con la matriz de pesos:

$$\begin{pmatrix} \sigma_x^2 & \sigma_{xy} \\ \sigma_{yx} & \sigma_y^2 \end{pmatrix} = \sigma^2 \begin{pmatrix} g_{xx} & g_{xy} \\ g_{yx} & g_{yy} \end{pmatrix}$$

siendo σ^2 el factor de varianza y g_{ii} los coeficientes de peso.

Mediante el cálculo por mínimos cuadrados, obtenemos una estimación de esta matriz de varianza-covarianza:

$$S_{xy} = \begin{pmatrix} S_x^2 & S_{xy} \\ S_{yx} & S_y^2 \end{pmatrix} = s^2 \begin{pmatrix} Q_{xx} & Q_{xy} \\ Q_{yx} & Q_{yy} \end{pmatrix} = s^2 Q$$

donde s^2 es el factor de varianza estimado y cuyo valor se obtiene de:

$$s^2 = \frac{\sum e_i^2}{R}$$

siendo R el número de observaciones redundantes (en nuestro caso n-3).

La matriz de los coeficientes de peso vale:

$$Q = N^{-1}$$

donde N es la matriz de las ecuaciones normales, lo que nos permite obtener los coeficientes de peso Q_{ii} y calcular la matriz estimada S_{xy} de varianza-covarianza para X e Y. Posteriormente, la estimación de la matriz de varianza-covarianza $S_{\theta v}$ para los parámetros θ y V se puede obtener mediante la ley de propagación de las varianzas:

$$S_{\theta v} = J S_{xy} J' \tag{2.8}$$

siendo J la matriz jacobiana de θ y V respecto de x e y:

$$J = \begin{pmatrix} \frac{\partial \theta}{\partial x} & \frac{\partial \theta}{\partial y} \\ \frac{\partial V}{\partial x} & \frac{\partial V}{\partial y} \end{pmatrix}$$

Teniendo en cuenta (2.8) y una vez hecho el desarrollo de la expresión anterior se llega a las siguientes relaciones:

$$s_{\theta}^2 = v^4 s^2 (y^2 Q_{xx} + x^2 Q_{yy} - 2xy Q_{xy})$$

$$s_v^2 = v^6 s^2 (x^2 Q_{xx} + y^2 Q_{yy} + 2xy Q_{xy})$$

$$s_{v\theta} = v^5 s^2 (xy(Q_{xx} - Q_{yy}) + (y^2 - x^2) Q_{xy})$$

que nos dan los valores de las varianzas y covarianzas de θ y v y por lo tanto sus errores estandard. Este análisis nos permitirá, como veremos posteriormente,

establecer una serie de criterios imparciales dirigidos a la mejora de los resultados.

Todo lo anterior nos ha permitido establecer los errores cometidos en el proceso de cálculo. Veamos ahora que tipo de errores se cometen en el planteamiento del método.

El método está basado en la consideración del frente de onda plano. Esta hipótesis afectará dependiendo de las dimensiones de la red, de la distancia epicentral y del error de lectura de la llegada de las ondas, siendo apreciable el error cometido para distancias epicentrales pequeñas en comparación con las dimensiones de la red. Otra causa de error radica en establecer la velocidad aparente constante a través de toda la red, pues si la dimensión de ésta es considerable, existe una diferencia entre la velocidad aparente a cada una de las estaciones. No obstante, el método obtiene una velocidad promedio que a partir de una cierta distancia nos permite establecer una correlación entre ambas.

II.4. Procesamiento de datos.

El procesamiento de los datos para el cálculo del acimut y de la velocidad aparente se ha realizado mediante el programa EPIAZ, cuyo diagrama de flujo aparece reseñado en la Figura 2.5. El programa utiliza, como datos de entrada, las lecturas de las primeras llegadas y las coordenadas geográficas de las estaciones. En primer lugar hace el cálculo de las distancias y acimutes entre estaciones a partir de la subrutina DISAZ, que considera tierra elipsoide con los parámetros del elipsoide de Hayford (Lauf, 1983). Posteriormente, forma las ecuaciones normales y realiza un primer cálculo del acimut y de la velocidad para el caso de tierra plana. Con estos valores determina la corrección para tierra esférica, volviendo a formar unas nuevas ecuaciones normales y calculando los definitivos valores del acimut y de la velocidad aparente.

Después de este proceso, el programa obtiene la matriz de varianza-covarianza de ambos parámetros así como sus errores standard. Con los valores anteriormente obtenidos de θ y v , se determinan los tiempos de llegada calculados, que se comparan con los observados, determinándose los residuos para cada estación y su error cuadrático medio, RMS, definido por:

$$\text{RMS} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N-1} r_i^2}{N-2}}$$

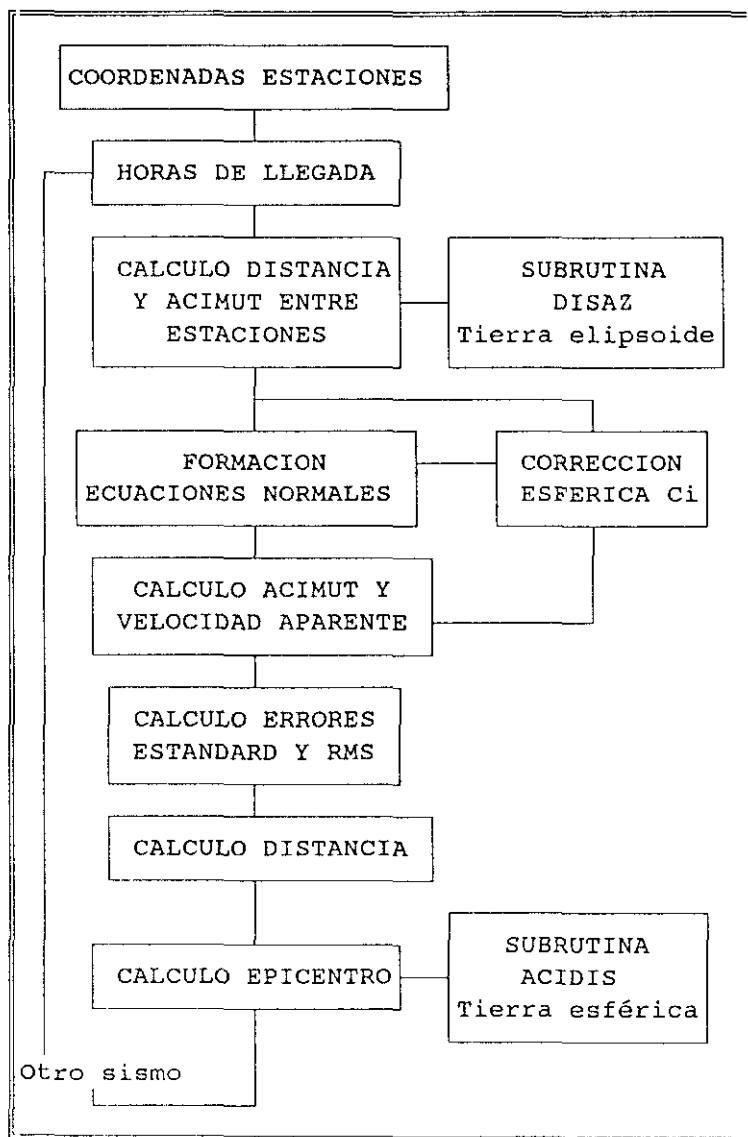


FIGURA 2.5 Diagrama de flujo del programa EPIAZ.

Los valores de los residuos r_i a cada estación permiten eliminar aquellas estaciones que superen un valor prefijado, dando también el RMS la bondad del ajuste.

Por último, tal y como indicábamos en un apartado anterior, el cálculo de la distancia lo obtenemos mediante las tablas de Herrin (Herrin, 1968), que relaciona la distancia Δ con el cociente $dT/d\Delta$. El programa está realizado, bien para el cálculo mediante redes regionales de telesismos, o bien con redes de pequeña apertura para sismos regionales. La única diferencia radicaría en el uso de las tablas de velocidad-distancia, distintas para cada caso.

CAPITULO III

PROCESAMIENTO DE DISPOSITIVOS SISMICOS

Los dispositivos sísmicos, cuyas características generales se indicaron en el Capítulo I y que hemos catalogado como redes locales, ofrecen diversos métodos de procesamiento de las señales que reciben. En este Capítulo vamos a exponer los distintos procedimientos que han sido desarrollados con objeto de obtener, ya sea en el dominio del tiempo o de la frecuencia, distintos parámetros sísmicos de los que vamos a resaltar el acimut y la velocidad aparente, o lentitud, por su interés en la cálculo de la localización epicentral. Todos ellos, por los parámetros que se obtienen, estarían encuadrados en los métodos de tipo antena.

III.1. Retardo y suma simple de señales.

La formación de haces sísmicos orientados, o '*beamforming*' en la literatura inglesa, es un método elemental que orienta las señales que llegan a un dispositivo sísmico con objeto de obtener un sismograma común con una relación señal-ruido mucho mejor. El método menos complicado de realizar el procesamiento de un dispositivo sísmico es el mostrado en la Figura 3.1, en el que la señal de cada sismómetro es retardada en el tiempo por un determinado valor, dependiente de la orientación requerida, para posteriormente sumar todos los canales y promediarlos. Debido a su sencillez, este método se suele denominar *retardo y suma simple*. (Green *et al*, 1966; Capon *et al*, 1968; Lacoss, 1975; Aki y Richards, 1980).

Suponiendo una onda plana viajando a través de la red, los retardos a cada sensor τ_i son el producto escalar $\vec{r}_i \cdot \vec{s}$, siendo \vec{r}_i el vector de posición del sismómetro i , y \vec{s} el vector lentitud, cuyas componentes son:

$$s_x = |\vec{s}| \cdot \cos\theta \quad ; \quad s_y = |\vec{s}| \cdot \sen\theta$$

Hagamos notar que estos retardos corresponderían a las diferencias de tiempos de llegada que se expresan en la ecuación 2.1, siendo aquí una de las estaciones el origen de coordenadas, que se suele considerar como el centro geométrico de las estaciones que componen el dispositivo sísmico. El haz formado está pues orientado al acimut $\pi/2 - \theta$ y a una distancia que es función de la lentitud, $\Delta=f(s)$. (Figura 3.2).

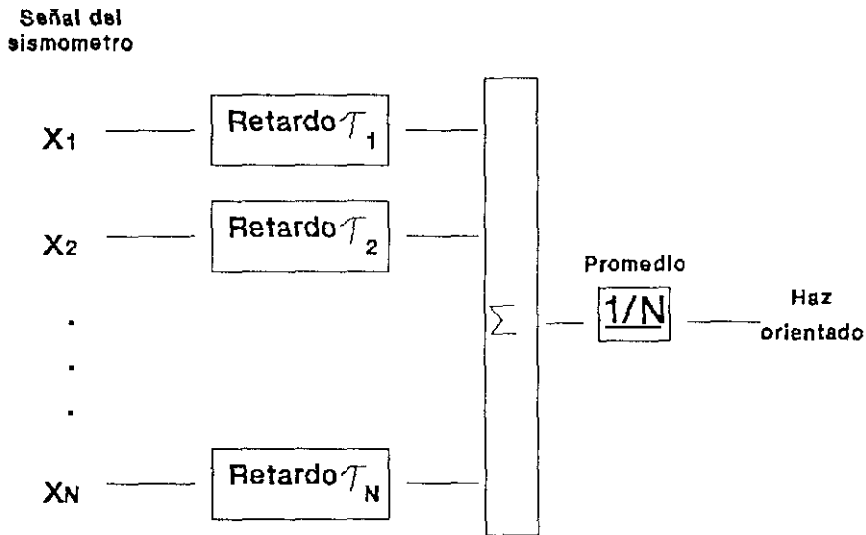


FIGURA 3.1 Retardo y suma de señales de un dispositivo sísmico.

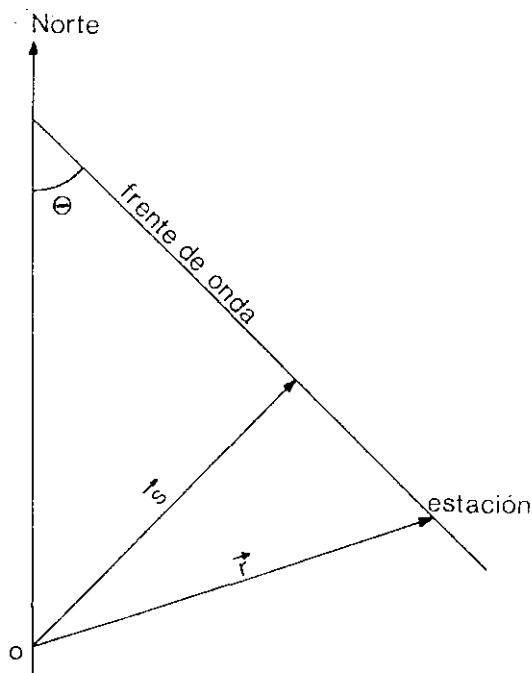


FIGURA 3.2 Representación gráfica de una estación, del frente de onda y de la formación de los retardos.

Asumiendo que los datos registrados x_i en cada sismómetro constan de la señal sísmica de interés s_i más ruido n_i , tenemos, para un tiempo t :

$$x_i(t) = s_i(t) + n_i(t) \quad ; \quad i = 1, \dots, N$$

siendo N el número de instrumentos.

Si consideramos que la forma de la onda de la señal sísmica, $s(t)$, puede ser la misma para todas las estaciones:

$$x_i(t) = s(t) + n_i(t)$$

y teniendo en cuenta los diferentes tiempos de llegada a cada estación, la formación del haz orientado será:

$$\hat{s}(t) = \frac{1}{N} \sum_1^N x_j(t+\tau_j) = s(t) + \frac{1}{N} \sum_1^N n_j(t+\tau_j) \quad (3.1)$$

Si el ruido es independiente respecto de la señal y es estacionario en el espacio y en el tiempo, tendrá valores promedio iguales a cero y por tanto, el haz orientado \hat{s} será un estimador no sesgado de la señal s .

La desviación estandar del estimador \hat{s} dependerá de la estadística del ruido, por lo que si éste tiene desviación estandar σ y no está correlacionado entre estaciones (covarianza nula), entonces la desviación estandar de \hat{s} es σ/\sqrt{N} . Esto significa que mediante la formación del haz orientado, la amplitud del ruido se reducirá de forma inversamente proporcional a \sqrt{N} , siendo N el número de sensores.

Como este método requiere un conocimiento previo de θ y de $|\bar{s}|$ para poder calcular los retardos, en la práctica se pueden llevar a cabo dos opciones: o bien se realizan todas las combinaciones de los parámetros θ y $|\bar{s}|$, seleccionando aquella orientación que obtenga la señal más clara, o bien se preseleccionan éstos a partir del orden de llegada a las estaciones, al contenido en frecuencias o a la diferencia entre las distintas fases sísmicas. Otra forma de realizar esta preselección sería mediante el método DTL desarrollado en el Capítulo II, no obstante este método puede obtener, él mismo, unos resultados lo suficientemente óptimos como para que ya no sea necesario realizar la formación del haz orientado. Estos aspectos se discutirán posteriormente en el capítulo de resultados.

El modelo de señal y ruido anterior asume, por un lado, una señal idéntica para cada instrumento y por otro, que el ruido no está correlacionado entre estaciones. Estas premisas implican, respecto de la señal, que los instrumentos no puedan estar muy espaciados uno del otro, y respecto del ruido todo lo contrario, es decir, debe existir suficiente separación entre los sensores. Con una separación mínima entre sensores de 3-4 kms. en el dispositivo del NORSAR, Christoffersson y Husebye (1974) han comprobado que el ruido se comporta de forma independiente, mientras que las señales no son idénticas entre ellas. Esto lleva a los autores a establecer distintos modelos de señales, siendo el más utilizado por su sencillez el que asume que las señales son idénticas excepto en un factor de amplificación, es decir $s_i = c_i \cdot s$ y por tanto:

$$x_i(t) = c_i \cdot s(t) + n_i(t)$$

No vamos a indicar aquí el estimador de la señal que se obtiene con este modelo,

pues en el apartado siguiente se analizarán métodos más potentes de procesamiento de las señales.

III.2. Retardo y suma ponderada de señales.

Consideremos el procesamiento lineal de un dispositivo sísmico según el esquema de la Figura 3.3., en el que las señales del sismómetro pasan a través de un filtrado y son posteriormente sumadas para obtener una salida. (Green *et al*, 1966; Lacoss, 1975). Consideremos también el mismo modelo de señal que para el retardo y suma simple, es decir, una señal común para todos los instrumentos excepto el retardo correspondiente:

$$x_i(t) = s(t) + n_i(t) \quad ; \quad i=1,\dots,N$$

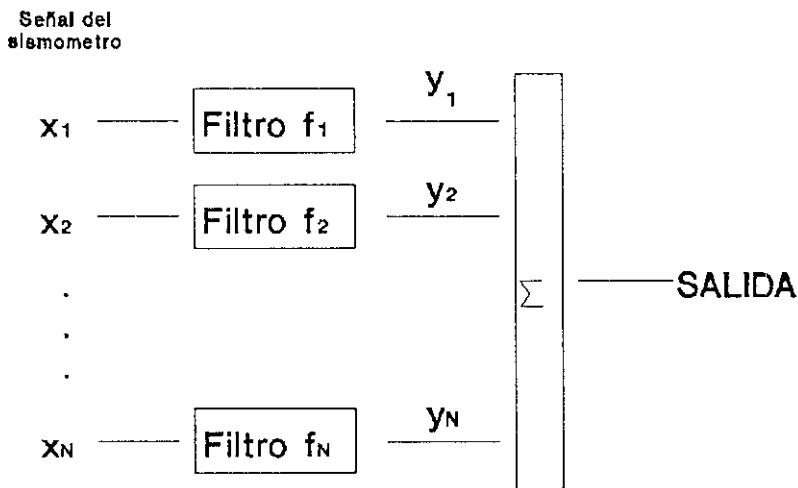


FIGURA 3.3 Procesamiento lineal de dispositivos sísmicos.

Los datos de entrada x_i están relacionados con las correspondientes salidas y_i , mediante la teoría de filtros digitales lineales (Treitel, 1970) por la expresión:

$$y_i(t) = \sum_{l=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot x_i(t+l) \quad (3.2)$$

donde observamos que la salida del filtro es la convolución de la entrada con las funciones de respuesta impulso del filtro. Esta salida es la suma ponderada de la entrada en el momento presente ($l=0$), de las últimas T_1 entradas y de las próximas T_2 entradas.

Consideremos, para mayor simplicidad, que los retardos τ_i son iguales a cero, aunque en general los filtros incluirán estos retrasos para realizar la formación del haz sísmico. Hagamos también que $T_2=T_1$ valgan cero en la ecuación (3.2), es decir el filtro sería de longitud unidad. Con estas condiciones y quitando la dependencia del tiempo, cada salida del filtro será:

$$y_i = f_i \cdot x_i \quad ; \quad i=1, \dots, N$$

es decir, los filtros consisten simplemente en asignar un peso f_i a cada salida. Por esta razón este tipo de procesamiento se denomina *retardo y suma ponderada*.

Si denominamos \hat{s} la salida del procesador, ésta sería:

$$\hat{s} = \sum_{i=1}^N y_i = \sum_{i=1}^N f_i \cdot x_i = X \cdot F' \quad (3.3)$$

siendo:

$$F = (f_1 \ f_2 \ \dots \ f_N) \quad ; \quad X = (x_1 \ x_2 \ \dots \ x_N)$$

El problema ahora es designar una serie de filtros óptimos, de tal forma, que dada una señal de entrada s , y una señal estimada de salida \hat{s} , obtengamos que la diferencia $\epsilon = \hat{s} - s$ sea mínima. Existen dos criterios para minimizar esta diferencia, uno mediante mínimos cuadrados (o de mínima varianza), y otro a partir de métodos de máxima verosimilitud.

En primer lugar, para la elección de estos filtros, vamos a usar el método de los mínimos cuadrados. (Aki y Richards, 1980; Robinson *et al*, 1986). Estos filtros han de cumplir la condición de que hagan mínima la expresión:

$$I = E[\epsilon^2] = E[(\hat{s}-s)^2] \tag{3.4}$$

siendo E el operador valor medio, pero con la condición de que si los datos de entrada consisten solamente de señal, los filtros pasaran esta señal sin distorsión. Esto equivale a que la señal de entrada coincida con la señal filtrada, y por tanto:

$$\sum_i f_i \cdot s = s$$

o lo que es lo mismo:

$$\sum_i f_i = 1$$

Desarrollando la expresión (3.4) y teniendo en cuenta que los datos de entrada constan de la señal más el ruido, $x_i = s + n_i$,

$$I = E[(\sum_i f_i \cdot x_i - s)^2] = E[(\sum_i f_i \cdot (s + n_i) - s)^2] = E[(\sum_i f_i \cdot n_i)^2]$$

Si definimos la matriz de autocorrelación del ruido \mathbf{R} , siendo sus elementos $r_{ij} = E[n_i n_j]$, la expresión anterior quedará:

$$I = \sum_i \sum_j f_i f_j r_{ij}$$

En resumen, se pretende hacer mínimo el valor de I, sujeto a la restricción $\sum_i f_i = 1$. Usando el método de los multiplicadores de Lagrange, hemos de hacer mínimo:

$$I - \lambda(\sum_i f_i - 1)$$

Derivando respecto de f_i y λ , e igualando a cero, obtenemos:

$$2 \sum_j f_j r_{ij} = \lambda \quad ; \quad i=1, \dots, N \quad (3.5)$$

y también

$$\sum_i f_i = 1 \quad (3.6)$$

que es la restricción inicial.

Las N ecuaciones expresadas por (3.5) y la ecuación (3.6) se pueden poner matricialmente de la forma:

$$R.F' = \lambda/2 \ j' \quad (3.7)$$

$$j.F' = 1 \quad (3.8)$$

siendo j el vector fila unitario $(1,1,\dots,1)$. Despejando F' de la relación (3.7):

$$F' = \lambda/2 \ R^{-1}j' \quad (3.9)$$

y sustituyendo esta expresión en (3.8) quedará:

$$j.F' = j.\lambda/2 \ .R^{-1}j' = 1$$

y por tanto

$$\lambda/2 = \frac{1}{j.R^{-1}j'}$$

Introduciendo este valor del multiplicador λ en (3.9), se obtiene:

$$F' = \frac{R^{-1}j'}{j'R^{-1}j'} \quad (3.10)$$

que nos da los valores de los filtros que hacen que la señal de salida del proceso sea el mejor estimador de la señal sísmica deseada s .

Sustituyendo (3.10) en la expresión (3.3), obtenemos la señal estimada \hat{s} como una ponderación de los datos de entrada, donde los pesos vienen dados por la expresión (3.10):

$$\hat{s} = X \frac{R^{-1}j'}{j'R^{-1}j'} \quad (3.11)$$

Si consideramos que el ruido es independiente para cada canal, la matriz de autocorrelación del ruido, R , será la matriz identidad I , y por tanto los filtros valdrán:

$$F' = \frac{1}{N}j'$$

y teniendo en cuenta (3.3), el estimador de la señal \hat{s} será:

$$\hat{s} = \frac{1}{N} \sum_i x_i$$

valor análogo al obtenido para el caso de retardo y suma simple del apartado 3.1.

Veamos ahora el método de máxima verosimilitud para la obtención de una estima de la señal s , y comprobaremos que coincide con la estimada por el método anterior de mínimos cuadrados. (Capon *et al*, 1967; Lacoss, 1975; Aki y Richards, 1980; Pillai, 1989).

Consideremos, igualmente que en el caso anterior, que los datos de entrada están compuestos de la misma señal más el ruido, y expresémoslo en forma matricial:

$$X = s.j + n \quad \text{ó} \quad n = X - s.j$$

Si consideramos que el ruido tiene una distribución gaussiana multidimensional, la función de densidad de probabilidad (Ríos, 1974) será:

$$f = \frac{\sqrt{|R^{-1}|}}{\sqrt{(2\pi)^N}} \exp\left[-\frac{1}{2}(X-s.j).R^{-1}.(X-s.j)'\right]$$

Esta función es también la función de verosimilitud, por lo que tomando el logaritmo, derivando respecto de s e igualando a cero, obtenemos:

$$\frac{\partial}{\partial s} [(X-s.j).R^{-1}.(X-s.j)'] = 0$$

Desarrollando esta expresión:

$$-j.R^{-1}.(X-s.j)' - (X-s.j).R^{-1}.j' = 0$$

y teniendo en cuenta que R es simétrica:

$$(X-s.j).R^{-1}.j' = 0$$

Despejando s , obtenemos el valor estimado de la señal \hat{s} :

$$\hat{s} = \frac{X.R^{-1}.j'}{j.R^{-1}.j'}$$

cuyo valor es exactamente igual al de la expresión (3.11) obtenido por el método de mínimos cuadrados.

III.3. Filtrado y suma de señales.

Consideremos el mismo modelo de señal que venimos aceptando en los apartados anteriores:

$$x_i(t) = s(t) + n_i(t) \tag{3.12}$$

donde la señal $s(t)$ es la misma para todos los sensores, excepto para un tiempo de retardo. Asumamos que el ruido obedece a un proceso aleatorio, estacionario en el tiempo y con media cero. Si suponemos que la salida de los sismómetros es digital, la expresión (3.12) sería:

$$x_i(m) = s(m) + n_i(m)$$

siendo $i=1\dots N$, el número de sensores y $m=\underline{+1}, \underline{+2}, \dots$ los valores muestreados.

Partiendo del mismo esquema de procesamiento de la Figura 3.3, vamos a obtener el estimador de la señal $s(m)$, a partir de dos métodos de estimación, el de *máxima verosimilitud* y el de *mínima varianza*. (Capon *et al*, 1967; Capon, 1973; Aki y Richards, 1980). Si recordamos la expresión (3.2) que daba la salida a cada filtro, y asumiendo ahora que los filtros no son de longitud unidad sino que tienen una duración de $T_1 + T_2 + 1$ puntos, la salida del procesador sería, considerando ésta como el estimador de la señal:

$$\hat{s}(m) = \sum_{i=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot x_i(m+l) \tag{3.13}$$

Veamos en primer lugar que este estimador es el de máxima verosimilitud. Asumamos que a la salida de los sismómetros les ha sido aplicado el retardo correspondiente y supongamos que el ruido $n_i(m)$ tiene una distribución normal (Gaussiana) con media cero. La matriz de covarianza tiene por elementos:

$$r_{ij}(l,k) = E[n_i(l) \cdot n_j(k)]$$

donde $i,j=1\dots N$ y $l,k=-T_1\dots T_2$.

La función de densidad de probabilidad será:

$$f = \frac{\sqrt{|R^{-1}|}}{\sqrt{(2\pi)^{N \cdot (T_1 + T_2 + 1)}}}$$

$$\cdot \exp\left[-\frac{1}{2} \sum_{i,j=1}^N \sum_{l,k=-T_1}^{T_2} r_{ij}^{-1}(l,k) \cdot (x_i(l)-s(l))(x_j(k)-s(k))\right]$$

siendo \mathbf{R} la matriz de covarianza, que está compuesta por $N \times N$ submatrices y donde $r_{ij}^{-1}(l,k)$ son los elementos de la matriz \mathbf{R}^{-1} .

Este método de estimación implica la derivación del logaritmo de esta función f de verosimilitud respecto de $s(k)$ e igualar a cero:

$$\frac{\partial \log f}{\partial s(k)} = 0 \quad ; \quad k = -T_1, \dots, T_2$$

Realizando esta operación, obtenemos el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\sum_{i,j=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} r_{ij}^{-1}(l,k) \cdot (s(l) - x_i(l)) = 0 \quad ; \quad k = -T_1, \dots, T_2$$

y sustituyendo $s(l)$ por su estimador de máxima verosimilitud $\hat{s}(l)$, llegamos a:

$$\sum_{l=-T_1}^{T_2} \hat{s}(l) \sum_{i,j=1}^N r_{ij}^{-1}(l,k) = \sum_{i,j=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} x_i(l) \cdot r_{ij}^{-1}(l,k) \quad (3.14)$$

donde $k = -T_1, \dots, T_2$.

Definamos ahora una matriz auxiliar \mathbf{A} de orden $(T_1 + T_2 + 1) \times (T_1 + T_2 + 1)$ de tal forma que su inversa \mathbf{A}^{-1} tenga por elementos:

$$a_{lk}^{-1} = \sum_{i,j=1}^N r_{ij}^{-1}(l,k) \quad ; \quad l, k = -T_1, \dots, T_2$$

El estimador de interés es el $\hat{s}(0)$, cuyo valor es, según (3.13):

$$\hat{s}(0) = \sum_{i=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot x_i(l)$$

Este estimador $\hat{s}(0)$ también puede obtenerse del sistema (3.14), si hacemos:

$$f_i(l) = \sum_{k=-T_1}^{T_2} \sum_{j=1}^N a_{k0} \cdot r_{ij}^{-1}(l, k) \quad . \quad (3.15)$$

para $i=1, \dots, N$ y $l=-T_1, \dots, T_2$, y que son los filtros que hacen que el estimador \hat{s} sea el de máxima verosimilitud de la señal s .

Veamos ahora que el estimador de la ecuación (3.13) es también el de mínima varianza. En este caso no es necesario asumir que el ruido tiene una distribución multidimensional normal, aunque si consideramos igualmente que los retardos temporales han sido introducidos para alinear las señales de los distintos sensores. Supongamos que el estimador de mínima varianza de $s(0)$ es $\hat{s}(0)$, cuyo valor es:

$$\hat{s}(0) = \sum_{i=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot x_i(l)$$

La varianza de $\hat{s}(0)-s(0)$ es:

$$I = E[(\hat{s}(0)-s(0))^2]$$

Desarrollando esta expresión:

$$I = E[(\sum_{i=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot x_i(l) - s(0))^2]$$

y substituyendo el valor de x_i :

$$I = E\left[\left(\sum_{i=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot n_i(l) + \sum_{i=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot s(l) - s(0)\right)^2\right] \quad (3.16)$$

Como la señal ha de pasar a través de los filtros sin distorsión, se deben de cumplir las restricciones:

$$\sum_{i=1}^N f_i(0) = 1$$

y también

$$\sum_{i=1}^N f_i(l) = 0 \quad \text{para } j \neq 0$$

y por lo tanto:

$$\sum_{i=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot s(l) = s(0)$$

quedando la relación (3.16) de la forma:

$$I = E\left[\left(\sum_{i=1}^N \sum_{l=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot n_i(l)\right)^2\right]$$

Introduciendo los elementos de la matriz de covarianza del ruido, la expresión anterior quedará:

$$I = \sum_{i,j=1}^N \sum_{l,k=-T_1}^{T_2} f_i(l) \cdot f_j(k) \cdot r_{ij}(l,k)$$

Recordemos que los subíndices i,j están referidos a la estación y los l,k a la

muestra temporal del filtro. La aplicación de la condición de mínimo a esta ecuación, sujeta a las restricciones indicadas anteriormente, conduce, mediante los multiplicadores de Lagrange, al siguiente sistema de ecuaciones:

$$\sum_{i=1}^N \sum_{k=-T_1}^{T_2} f_i(k) \cdot r_{ij}(l, k) - \lambda_l = 0 \quad (3.17)$$

donde $j=1 \dots N$, y $l=-T_1 \dots T_2$, y siendo λ_l los T_1+T_2+1 multiplicadores de Lagrange.

Si definimos $f_{N+1}(k) = \lambda_k$, el sistema de ecuaciones puede ser escrito de la forma (Green *et al*, 1966):

$$\mathbf{Z} \cdot \mathbf{h}' = \mathbf{u}' \quad (3.18)$$

donde la matriz \mathbf{h} de los filtros es el vector fila de dimensión $(N+1) \cdot (T_1+T_2+1)$:

$$\mathbf{h} = (f_1(-T_1) \dots f_N(-T_1) f_{N+1}(-T_1) \dots f_1(T_2) \dots f_N(T_2) f_{N+1}(T_2))$$

y la matriz vector \mathbf{u} , también de dimensión $(N+1) \cdot (T_1+T_2+1)$, vale:

$$\mathbf{u} = (0 \ 0 \ \dots \ 0 \ 1 \ 0 \ \dots \ 0)$$

estando el valor 1 situado en la posición $(N+1)(T_1+1)$.

La matriz \mathbf{Z} es una matriz Toeplitz de submatrices, es decir los elementos z_{ij} de \mathbf{Z} son a su vez matrices. Esta matriz \mathbf{Z} de Toeplitz tiene la propiedad de que los elementos de cada diagonal son todos iguales y por lo tanto, los elementos de la primera fila definen al resto de ellos, es decir:

$$z_{i,j} = z_{i-1,j-1} \quad ; \quad i,j=2 \dots T_1+T_2+1$$

También se cumple que:

$$z_{i,j} = z'_{j,i} \quad \text{para } i \neq j$$

Estas submatrices z_{ij} están determinadas por los elementos r_{ij} de la matriz de covarianza del ruido definidos anteriormente, y por las características de la matriz \mathbf{Z} , todos sus elementos están definidos por z_{ik} , para $k=1, \dots, T_1+T_2+1$, y cuyo valor es:

$$z_{ik} = \begin{pmatrix} r_{11} & r_{12} & \dots & r_{1N} & a \\ r_{21} & r_{22} & \dots & r_{2N} & a \\ \dots & \dots & & \dots & a \\ r_{N1} & r_{N2} & \dots & r_{NN} & a \\ a & a & \dots & a & 0 \end{pmatrix}$$

siendo $a=1$ para $k=1$ y $a=0$ para $k>1$.

Para encontrar la solución de la matriz de los filtros \mathbf{h} a partir de la ecuación (3.18) habría que solucionar un sistema de $(N+1) \cdot (T_1+T_2+1)$ ecuaciones lineales o bien invertir la matriz \mathbf{Z} . Para solucionar este problema existen algoritmos que reducen los cálculos en un orden de magnitud y que pueden verse en Robinson *et al.*, (1986). La solución de los filtros puede comprobarse (Capon *et al.*, 1967) que es la misma que la expresada por las ecuaciones (3.15), por lo que la solución por el método de mínima varianza conduce al mismo resultado que al obtenido por el de máxima verosimilitud.

Hasta ahora hemos estado considerando que en las señales de los distintos sensores, estaban incluidos los retardos temporales con objeto de situarlas en el mismo instante. Como en muchos casos el vector lentitud que nos define la dirección de llegada de la señal no es conocido, podemos realizar lo mismo que indicábamos en el apartado III.1, es decir, barrer todas las orientaciones posibles o aquellas más esperables. No obstante, existen otros métodos más sofisticados en los que se analiza la relación entre las funciones de verosimilitud, calculadas para la señal más ruido y para el ruido solamente. (Capon, 1973).

Otra forma de reducir considerablemente el ruido sísmico mediante filtros es a partir de los *filtros multicanales de Wiener*. Este método considera que la señal y el ruido son procesos aleatorios estacionarios, estimándose conocida la función de croscorrelación y diseña una serie de filtros lineales de tal forma que produzcan una salida, cuya diferencia con la señal

sísmica sea mínima en el sentido de los mínimos cuadrados. Nuestro modelo de señal será ahora:

$$x_i(t) = s_i(t) + n_i(t) \quad ; \quad i=1 \dots N$$

donde vemos que la señal $s_i(t)$ no es común para cada sensor al no introducir el retardo correspondiente.

El problema es encontrar una serie de filtros $f_{ij}(t)$, de tal forma que para la señal de salida:

$$\hat{s}_i(t) = \sum_{j=1}^N \sum_{s=0}^m f_{ij}(s) \cdot x_j(t-s)$$

la diferencia $e_i(t) = s_i(t) - \hat{s}_i(t)$ sea mínima. (Anotemos que $m+1$ es la longitud de los filtros).

El proceso de obtención de estos filtros multicanales se puede consultar en Treitel (1970) y Justice (1985). La solución viene expresada por la siguiente ecuación en forma matricial:

$$F = G \cdot R^{-1} \quad (3.19)$$

donde F es la matriz fila de orden $m+1$:

$$F = (f_0 \ f_1 \ \dots \ f_m)$$

siendo sus elementos las matrices de orden $N \times N$:

$$f_s = [f_{ij}(s)] \quad ; \quad s=0 \dots m$$

La matriz R es de orden $(m+1) \times (m+1)$ y sus elementos son las matrices formadas por los coeficientes de autocorrelación. Por tanto:

$$R = \begin{bmatrix} \Phi(0) & \Phi(1) & \dots & \Phi(m) \\ \Phi^T(1) & \Phi(0) & \dots & \Phi(m-1) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \Phi^T(m) & \Phi^T(m-1) & \dots & \Phi(0) \end{bmatrix}$$

y

$$\Phi(s) = \begin{bmatrix} \phi_{x_1 x_1}(s) & \phi_{x_1 x_2}(s) & \dots & \phi_{x_1 x_n}(s) \\ \phi_{x_2 x_1}(s) & \phi_{x_2 x_2}(s) & \dots & \phi_{x_2 x_n}(s) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \phi_{x_n x_1}(s) & \phi_{x_n x_2}(s) & \dots & \phi_{x_n x_n}(s) \end{bmatrix}$$

donde $\phi_{x_i x_j}$ es la autocorrelación entre los datos de entrada x_i y x_j :

$$\phi_{x_i x_j}(s) = E[x_i(t) \cdot x_j(t-s)]$$

La matriz \mathbf{G} es una matriz fila de orden $m+1$, con elementos matriciales formados por los coeficientes de crosacorrelación. Es decir:

$$\mathbf{G} = (\Psi(0) \ \Psi(1) \ \dots \ \Psi(m)) \quad ; \quad s=0 \dots m$$

donde cada elemento de esta matriz es:

$$\Psi(s) = \begin{bmatrix} \psi_{s, x_1}(s) & \psi_{s, x_2}(s) & \dots & \psi_{s, x_n}(s) \\ \psi_{s, x_1}(s) & \psi_{s, x_2}(s) & \dots & \psi_{s, x_n}(s) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \psi_{s, x_1}(s) & \psi_{s, x_2}(s) & \dots & \psi_{s, x_n}(s) \end{bmatrix}$$

y $\psi_{s,x}$ es la crosacorrelación entre los datos de entrada y la señal:

$$\psi_{s,x}(s) = E[s_i(t).x_j(t-s)]$$

La solución de los filtros **F** a partir de la ecuación (3.19) resulta muy complicada al tener que invertir la matriz **R**, aunque puede resolverse mediante el algoritmo multicanal de Levinson. (Wiggins y Robinson, 1965).

III.4. Análisis de frecuencia y número de onda.

El espectro de potencia o densidad espectral bidimensional (frecuencia-número de onda) nos va a dar una medida física del comportamiento del campo de ondas en un dispositivo sísmico, ya que indica la cantidad de potencia distribuida entre diferentes velocidades y diferentes direcciones de llegada o, conjuntamente, entre diferentes vectores lentitud.

La transformada de Fourier tridimensional (Karl, 1989), considerando las dimensiones espaciales **x** e **y** y la dimensión temporal **t**, y su inversa se definen como:

$$F(k_x, k_y, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y, t) e^{-i(k_x x + k_y y + \omega t)} dx dy dt$$

$$f(x, y, t) = 1/(2\pi)^3 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(k_x, k_y, \omega) e^{i(k_x x + k_y y + \omega t)} dk_x dk_y d\omega$$

siendo k_x y k_y los números de onda en las dos direcciones espaciales **x** e **y** y ω la frecuencia. Si introducimos el vector espacial \vec{r} , las expresiones anteriores quedarán de la forma:

$$F(\vec{k}, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(\vec{r}, t) e^{-i(\vec{k} \cdot \vec{r} + \omega t)} dr dt$$

$$f(\vec{r}, t) = 1/(2\pi)^2 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F(\vec{k}, \omega) e^{i(kr + \omega t)} dk d\omega$$

En el análisis clásico de Fourier, la transformada formal de la senoide compleja $\exp(i\omega_0 t)$ es la función delta localizada en $\omega = \omega_0$:

$$\int_{-\infty}^{\infty} e^{i\omega_0 t} e^{-i\omega t} dt = 2\pi \delta(\omega - \omega_0)$$

Análogamente, la exponencial

$$\exp[i(k_0 r + \omega_0 t)]$$

que es la solución compleja de la ecuación de onda plana:

$$\frac{\partial^2 y}{\partial t^2} = c^2 \frac{\partial^2 y}{\partial x^2}$$

tiene la siguiente transformada de Fourier en el espacio ω - k :

$$F(\vec{k}, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} e^{i(k_0 r + \omega_0 t)} e^{-i(kr + \omega t)} dr dt = 4\pi^2 \delta(\omega - \omega_0, \vec{k} - \vec{k}_0)$$

que es la función delta bidimensional localizada a una frecuencia ω_0 y un número de onda k_0 . Por consiguiente, el espectro de potencia:

$$P(\omega, \vec{k}) = |F(\omega, \vec{k})|^2$$

nos da información sobre la velocidad y el acimut (o vector lentitud) de la propagación de las ondas planas.

La relación entre el número de onda y la frecuencia viene expresada por:

$$\vec{k} = \omega \cdot \vec{s} \tag{3.20}$$

donde \vec{k} es el vector número de onda de componentes k_x y k_y y \vec{s} el vector lentitud. Si la frecuencia angular se mide en ciclos/s (o la frecuencia en hertz), la lentitud en s/km, entonces el número de onda viene dado en ciclos/km. La relación (3.20) nos dice que el número de onda tiene la misma dirección que el vector lentitud, por tanto el número de onda nos dará también la dirección del frente de onda.

En lo sucesivo usaremos el vector \vec{k} como se ha definido en (3.20), no obstante en algunos casos se utilizará este vector definido como:

$$\vec{k} = f \cdot \vec{s}$$

siendo f la frecuencia y cuyo módulo será:

$$|\vec{k}| = \frac{f}{v}$$

teniendo ahora el vector \vec{k} dimensiones de km^{-1} al ser v la velocidad aparente.

La Figura 3.4 representa el espacio bidimensional k_x - k_y , donde las circunferencias corresponden a $|\vec{k}| = \text{cte}$, es decir, valores de lentitud, o velocidad, constante.

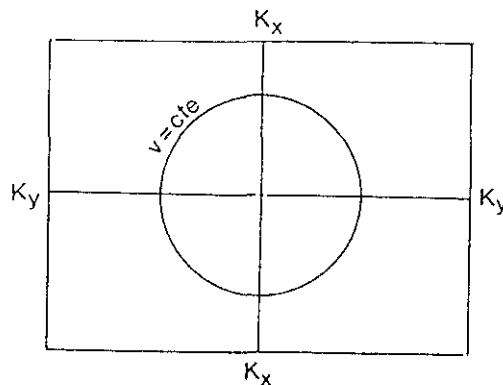


FIGURA 3.4. Representación del espacio número de onda para una determinada frecuencia.

Como veremos posteriormente, vamos a representar, para una determinada frecuencia, el espectro de potencia $P(\vec{k}, \omega)$ de una serie de señales que llegan al dispositivo, para distintos valores de (k_x, k_y) . El máximo del espectro nos dará información sobre la señal sísmica recibida y corresponderá a un punto de la ventana k_x-k_y , el cual nos dará el valor de su lentitud y la dirección del frente de onda. El tamaño de la ventana k_x-k_y dependerá de la frecuencia que estemos considerando y de la lentitud, es decir, de la distancia epicentral.

III.4.1. Método convencional.

El método más simple de determinar la estructura de las ondas sísmicas en el espacio f-k (ó ω -k) es combinar la formación de los haces orientados con la estimación del espectro de potencia de la salida del haz orientado. Supongamos que estamos interesados en conocer la estructura del ruido sísmico (asumiendo que es estacionario) en función de la frecuencia, el acimut y la velocidad. La formación del haz orientado será, según la ecuación (3.1):

$$b(s_x, s_y, t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N n_i(t + \tau_i)$$

donde se ha orientado a la dirección expresada por las componentes s_x, s_y del vector lentitud y donde recordamos que el retardo es $\tau_i = \vec{r}_i \cdot \vec{s}$, siendo \vec{r}_i el vector de posición del sensor i.

Si hacemos una ponderación de los datos de entrada n_i , la expresión del haz orientado sería:

$$b(s_x, s_y, t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N W_i n_i(t + \tau_i) \quad (3.21)$$

Los pesos W_i pueden ser elegidos de forma que se mejore la selectividad de la orientación. Estos podrían ser los de máxima verosimilitud obtenidos en (3.10), o bien se podrían elegir todos iguales, resultando el proceso de retardo y suma simple.

El haz orientado así obtenido es filtrado en paso-banda, elevado al cuadrado y promediado, obteniéndose una estima de la potencia para una determinada frecuencia que se propaga según el vector lentitud $\vec{s} = (s_x, s_y)$. Esta forma de realizar el proceso implica la formación del haz orientado y su análisis

espectral para cada dirección, siendo necesario, por tanto, efectuar numerosos cálculos. Con objeto de evitar esto, el proceso puede ser llevado a cabo en el dominio de la frecuencia, (Lacoss *et al*, 1969) tal y como vamos a detallar a continuación.

Formemos la función de autocorrelación del haz orientado expresado por la ecuación (3.21):

$$R_{bb}(s_x, s_y, \tau) = E [b(s_x, s_y, t) \cdot b(s_x, s_y, t + \tau)]$$

donde el parámetro τ no es ahora el retardo sino el tiempo de desplazamiento de la correlación.

Desarrollando la expresión anterior:

$$\begin{aligned} R_{bb} &= E \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N W_i n_i(t + \tau_i) \cdot \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N W_i n_i(t + \tau_i + \tau) \right] = \\ &= \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N W_i W_j E [n_i(t + \tau_i) \cdot n_j(t + \tau_j + \tau)] \end{aligned}$$

donde la cantidad comprendida por el valor esperado es la función de crosrelación r_{ij} entre los sensores i y j , y por lo tanto tendremos:

$$R_{bb}(s_x, s_y, \tau) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N W_i W_j r_{ij}(\tau + (\bar{r}_j - \bar{r}_i) \cdot \bar{s}) \quad (3.22)$$

habiéndose sustituido los retardos correspondientes en función de los vectores de posición y el vector lentitud.

Si tomamos la transformada de Fourier unidimensional en la ecuación (3.22) y llamando $P_{bb}(s_x, s_y, \omega)$ y $P_{ij}(\omega)$ a las transformadas de R_{bb} y r_{ij} respectivamente, obtenemos:

$$P_{bb}(s_x, s_y, \omega) = \frac{1}{N^2} \sum_{ij=1}^N W_i W_j P_{ij}(\omega) \exp[i\omega(\bar{r}_j - \bar{r}_i) \cdot \bar{s}] \quad (3.23)$$

Tal y como lo hemos definido, P_{bb} será la densidad espectral del haz orientado $b(s_x, s_y, t)$ y P_{ij} la densidad espectral cruzada entre los sismómetros i y j . Hagamos notar que P_{bb} es real ya que $P_{ij}(\omega) = P_{ji}^*(\omega)$.

Supongamos que $\hat{P}_{ij}(\omega)$ es una buena estima de $P_{ij}(\omega)$ con la propiedad de que $\hat{P}_{ij}(\omega) = \hat{P}_{ji}^*(\omega)$, entonces una razonable estima, $\hat{P}_{bb}(s_x, s_y, \omega)$, de $P_{bb}(s_x, s_y, \omega)$ puede ser definida usando $\hat{P}_{ij}(\omega)$ en lugar de $P_{ij}(\omega)$ en la ecuación (3.23). Teniendo en cuenta la relación (3.20) entre la frecuencia y los vectores número de onda y lentitud, podemos definir:

$$\hat{P}(\bar{k}, \omega) = \hat{P}_{bb}(s_x, s_y, \omega)$$

y entonces la ecuación (3.23) quedaría:

$$\hat{P}(\bar{k}, \omega) = \frac{1}{N^2} \sum_{ij=1}^N W_i W_j \hat{P}_{ij}(\omega) \exp[i\bar{k} \cdot (\bar{r}_j - \bar{r}_i)] \quad (3.24)$$

Esta ecuación es la base para la formación del haz orientado en el dominio de la frecuencia y número de onda. Algunos autores (Capon, 1969; Abrahamson y Bolt, 1987) han convenido en llamar a este proceso *método convencional*.

Si por simplicidad asumimos (Capon, 1969), $W_i = 1$; $i = 1 \dots N$, la ecuación (3.24) sería:

$$\hat{P}(\bar{k}, \omega) = \frac{1}{N^2} \sum_{ij=1}^N \hat{P}_{ij}(\omega) \exp[i\bar{k} \cdot (\bar{r}_j - \bar{r}_i)] \quad (3.25)$$

que expresada en forma matricial

$$\hat{P}(\bar{k}, \omega) = \frac{1}{N^2} A \cdot S \cdot \bar{A}^T$$

donde la sobrebarra significa conjugada compleja y habiendo definido S como la matriz de densidad espectral cruzada (en adelante matriz espectral):

$$S = [\hat{P}_{ij}(\omega)] \quad ; \quad i, j=1, \dots, N \quad (3.26)$$

y estando definida la matriz fila A de la forma:

$$A = [a_i(\vec{k})] = [\exp(i \vec{k} \cdot \vec{r}_i)] \quad ; \quad i=1, \dots, N \quad (3.27)$$

que va a expresar el retraso en fase debido a la propagación, ya que $\vec{k} \cdot \vec{r}_i = \omega \cdot s_i$. s . $\vec{r}_i = \omega \cdot \tau_i$.

Una vez obtenida la expresión (3.25) del espectro de potencia o densidad espectral en el dominio ω - k , debemos calcular una estimación de la matriz espectral S . Para ello existen dos procedimientos llamados *método directo* y *método indirecto*. (Capon *et al*, 1967; Bath, 1974).

En el método indirecto, primero se calcula la función de correlación de la serie temporal y después, mediante la transformada de Fourier de la correlación, se obtiene la estima del espectro. En el método directo, la serie temporal se transforma al dominio de la frecuencia y a partir de aquí se calcula el espectro. Para el caso unidimensional, no existen diferencias apreciables entre ambos métodos desde el punto de vista de sus desviaciones estadísticas y del tiempo de ordenador necesario para su cálculo. Sin embargo, en el caso de un dispositivo sísmico de N dimensiones o sensores, aunque las estimaciones sean estadísticamente similares, el tiempo de cálculo es menor para el método directo que para el indirecto.

Capon *et al*, (1967) realizan una variación del método directo en el que el número total de datos de entrada en cada canal, L , es dividido en M segmentos no superpuestos de N puntos cada uno. Los datos, para cada segmento y cada canal, son transformados al dominio de la frecuencia, y estas transformadas se utilizan para obtener una estima de la matriz espectral. En este método, llamado *método directo segmentado*, los elementos de la matriz espectral se obtienen promediando sobre los M segmentos o ventanas de tiempo a partir de la siguiente expresión:

$$\hat{P}_{ij}(\omega) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M f_{im}(\omega) \cdot f_{jm}^*(\omega) \quad ; \quad i, j = 1, \dots, N$$

donde $f_{im}(\omega)$ es la transformada de Fourier de los datos para el segmento m y el canal i .

Con objeto de reducir los efectos locales de amplificación de los

distintos sensores, los elementos de la matriz espectral son normalizados dividiendolos por $[\hat{P}_{ii}(\omega) \cdot \hat{P}_{jj}(\omega)]^{1/2}$, con lo que los elementos de la matriz normalizada serfan:

$$S_{ij}(\omega) = \frac{\hat{P}_{ij}(\omega)}{[\hat{P}_{ii}(\omega) \cdot \hat{P}_{jj}(\omega)]^{1/2}} = \sum_{m=1}^M \exp [i (\phi_{im}(\omega) - \phi_{jm}(\omega))] \quad (3.28)$$

donde $\phi_{im}(\omega)$ es la fase de Fourier de los datos para el canal i y el segmento m .

Lo visto anteriormente es utilizado para señales estacionarias como es el ruido, sin embargo en el caso de ondas sísmicas propagándose a través del dispositivo, las señales son transitorias, por lo que las salidas del sensor no pueden considerarse como procesos aleatorios y por lo tanto no puede ser aplicado el método segmentado. Para señales transitorias usamos:

$$\hat{P}_{ij}(\omega) = X_i(\omega) \cdot X_j^*(\omega) \quad (3.29)$$

donde $X_i(\omega)$ es la transformada de Fourier de los datos $x_i(t)$ del canal i . La matriz espectral S sería ahora singular y de rango uno.

Si sustituimos la ecuación (3.29) en (3.25) y teniendo en cuenta la generalización de la igualdad compleja:

$$\begin{aligned} |z_1 \cdot e^{i\theta_1} + z_2 \cdot e^{i\theta_2}|^2 &= |z_1|^2 + |z_2|^2 + \\ &+ 2\Re [z_1 e^{i\theta_1} \cdot (z_2 e^{i\theta_2})^*] \end{aligned} \quad (3.30)$$

siendo z_1 y z_2 números complejos, llegamos a la siguiente expresión de la densidad espectral (3.25):

$$\hat{P}(\bar{k}, \omega) = \frac{1}{N^2} \left| \sum_{i=1}^N X_i(\omega) \cdot \exp[i \bar{k} \bar{r}_i] \right|^2 \quad (3.31)$$

Esta ecuación es mucho más simple de calcular que la (3.25) al depender de un solo subíndice y por consiguiente su programación resultará más sencilla.

Si definimos la matriz fila X , cuyos elementos son las transformadas de Fourier para cada canal:

$$X = (X_1(\omega) \ X_2(\omega) \ \dots \ X_N(\omega))$$

la expresión (3.31) en forma matricial sería:

$$\hat{P}(\bar{k}, \omega) = \frac{1}{N^2} |X.A'|^2$$

III.4.2. Funciones ventana. Respuesta del dispositivo sísmico.

En el dominio de la frecuencia y número de onda, la densidad espectral es definida como:

$$P(\bar{k}, \omega) = \int \int_{-\infty}^{\infty} R(\bar{\rho}, \tau) e^{-i(\omega\tau + \bar{k}\bar{\rho})} d\rho d\tau \quad (3.32)$$

siendo $R(\bar{\rho}, \tau)$ la función de correlación. Nuestro interés es relacionar el verdadero valor del espectro dado por la ecuación (3.32) con el valor esperado de la estima $\hat{P}(\bar{k}, \omega)$ obtenido en la expresión (3.24). Para ello veamos primero la relación que existe entre los elementos estimados $\hat{P}_{ij}(\omega)$ de la matriz espectral (o densidad espectral cruzada) y sus valores reales $P_{ij}(\omega)$. Esta relación es:

$$E[\hat{P}_{ij}(\omega)] = \bar{P}_{ij}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} H(\Omega - \omega) P_{ij}(\Omega) d\Omega \quad (3.33)$$

que nos dice que el espectro estimado es una ponderación del espectro verdadero $P_{ij}(\Omega)$ mediante una función ventana H , o lo que es lo mismo, es la convolución entre la función ventana y el espectro verdadero (Newland, 1983).

Veamos como se puede obtener una expresión similar a (3.33) en la que $E[\hat{P}(\bar{k}, \omega)]$ pueda obtenerse a partir de $P(\bar{k}, \omega)$ mediante su convolución con una función ventana que dependerá del número de onda y de la frecuencia. (Lacoss *et al*, 1969). El valor esperado del espectro estimado será, según la

ecuación (3.24):

$$E [\hat{P}(\vec{k}, \omega)] = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N W_i W_j \bar{P}_{ij}(\omega) \exp[-i\vec{k} \cdot (\vec{r}_i - \vec{r}_j)] \quad (3.34)$$

Definamos la función auxiliar:

$$V(\vec{\rho}, \omega) = \int \int_{-\infty}^{\infty} H(\Omega - \omega) R(\vec{\rho}, \tau) e^{-i\Omega\tau} d\tau d\Omega \quad (3.35)$$

Por lo tanto, teniendo en cuenta (3.32) y (3.35):

$$\int_{-\infty}^{\infty} H(\Omega - \omega) P(\vec{k}, \Omega) d\Omega = \int_{-\infty}^{\infty} V(\vec{\rho}, \omega) e^{-i\vec{k} \cdot \vec{\rho}} d\rho \quad (3.36)$$

Definamos también la función impulso siguiente:

$$w(\vec{\rho}) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N W_i W_j \delta(\vec{\rho} - (\vec{r}_i - \vec{r}_j))$$

siendo δ la función delta.

Es fácil apreciar que de las ecuaciones (3.33) y (3.35) y de la definición de $P_{ij}(\omega)$ se deduce que:

$$V(\vec{r}_i - \vec{r}_j, \omega) = \bar{P}_{ij}(\omega)$$

Usando esta relación y la definición de $w(\vec{\rho})$, podemos escribir la ecuación (3.34) de la forma:

$$E [\hat{P}(\vec{k}, \omega)] = \int \int_{-\infty}^{\infty} w(\vec{\rho}) V(\vec{\rho}, \omega) e^{-i\vec{k} \cdot \vec{\rho}} d\rho \quad (3.37)$$

Hagamos notar que aunque la integral esté definida para todo valor de $\vec{\rho}$, sólo existirá para $\vec{\rho} = \vec{r}_i - \vec{r}_j$, para todo i, j . Según el teorema de la convolución, la ecuación (3.37) nos dice que $E [\hat{P}(\vec{k}, \omega)]$ es la convolución de las transformadas

de $w(\vec{\rho})$ y $V(\vec{\rho}, \omega)$ respecto de ρ . La transformada de $w(\vec{\rho})$ se suele denominar *función ventana espacial* y viene dada por:

$$W(\vec{k}) = \int \int_{-\infty}^{\infty} w(\vec{\rho}) e^{-i \vec{k} \cdot \vec{\rho}} d\rho = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N W_i W_j \exp[-i \vec{k}(\vec{r}_i - \vec{r}_j)] \quad (3.38)$$

Por otro lado, la ecuación (3.36) nos dice que la transformada de $V(\vec{\rho}, \omega)$ es la convolución de $H(\omega)$ y $P(\vec{k}, \omega)$. Resumiendo:

$$E [\hat{P}(\vec{k}, \omega)] = W(\vec{k}) * F[V(\vec{\rho}, \omega)]$$

$$F[V(\vec{\rho}, \omega)] = H(\omega) * P(\vec{k}, \omega)$$

siendo F el operador transformada de Fourier y por lo tanto:

$$E [\hat{P}(\vec{k}, \omega)] = \int \int_{-\infty}^{\infty} W(\vec{q} - \vec{k}) H(\Omega - \omega) P(\vec{q}, \Omega) dq d\Omega \quad (3.39)$$

que nos da la relación teórica entre el valor esperado del espectro estimado y el espectro real. Esta relación está formada por una función ventana bidimensional, que es el producto de la función ventana espacial o del número de onda W y de la ventana frecuencial H.

Si la resolución en frecuencia de la estima $\hat{P}_{ij}(\omega)$ de $P_{ij}(\omega)$ es alta (ver ecuación (3.33)), entonces la función ventana H se aproximará a la función delta y por tanto $E [\hat{P}(\vec{k}, \omega)]$ será la convolución de W y P (ecuación (3.39)).

Idealmente, sería deseable que $W(\vec{k})$ actuara también como una función impulso con objeto de que $E [\hat{P}(\vec{k}, \omega)]$ fuese igual a $P(\vec{k}, \omega)$. Sin embargo esto no es posible y, en general, $W(\vec{k})$ será grande en $\vec{k} = 0$ y pequeña para otros valores de \vec{k} . Como la función ventana W depende de los pesos y de los vectores \vec{r}_i de posición, resultará de gran importancia la elección de la localización de los sismómetros y de los pesos W_i . Si tomamos $W_i = 1$ para todo i, la función ventana número de onda

$$W(\bar{k}) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N \exp[-i \bar{k} (\bar{r}_i - \bar{r}_j)] \tag{3.40}$$

nos dará la respuesta del dispositivo sísmico a la formación del haz orientado.

III.4.3. Método de alta resolución.

Este método está basado en el procesamiento de las señales del dispositivo sísmico a partir de filtros de máxima verosimilitud desarrollado en el apartado III.3. Igualmente que el método convencional, estamos interesados en determinar la estructura del ruido a partir de densidad espectral en el espacio f-k. Consideremos el procesamiento esquematizado de la Figura 3.5, que es similar al de la figura 3.3, en el que los retardos que suponíamos incluidos en los filtros, los hemos colocado en un paso previo.

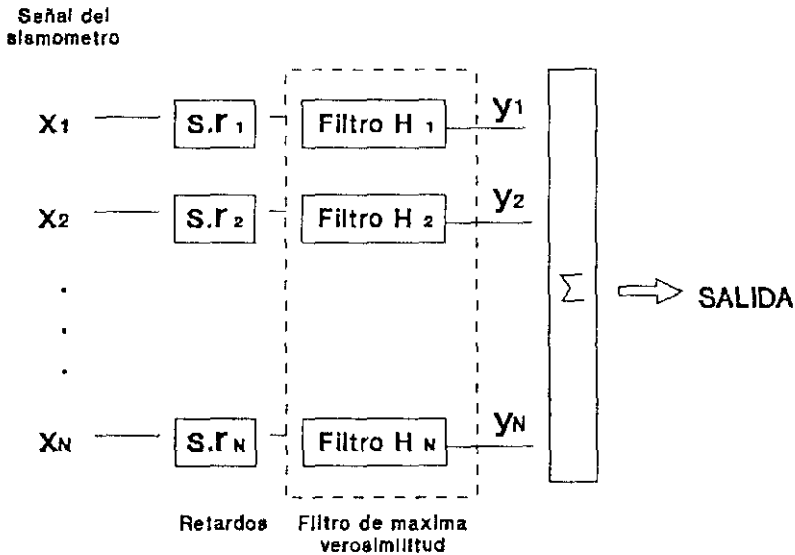


FIGURA 3.5 Procesamiento mediante filtros de máxima verosimilitud.

Hagamos en principio una abstracción y supongamos que los retardos están incluidos en los filtros. Estos filtros H_i de la Figura 3.5 representan las funciones de transferencia de los filtros, es decir, las funciones H_i son las transformadas de Fourier de las funciones de respuesta impulsiva f_i , expresadas por la ecuación (3.15) del apartado III.3.

En nuestro caso, con N entradas correspondientes a los sismómetros, la densidad espectral de la salida será: (Newland, 1983)

$$P_s(\omega) = \sum_{i,j=1}^N H_i(\omega) \cdot H_j^*(\omega) \cdot P'_{ij}(\omega) \quad (3.41)$$

donde $P'_{ij}(\omega)$ es la densidad espectral cruzada.

Para la determinación de las funciones de transferencia (Capon, 1973), partimos de la ecuación (3.15), que se puede poner de la forma:

$$\sum_{k=-T_1}^{T_2} \sum_{j=1}^N f_j(k) r_{ij}(l,k) - a_{i0} = 0$$

para $i=1\dots N$ y $l=-T_1, \dots, T_2$. Usando ahora la propiedad de la función de verosimilitud (Capon, 1965), podemos obtener las funciones de transferencia de los filtros para el caso de memoria infinita a partir de la ecuación anterior, quedando:

$$\int_{-\pi}^{\pi} \sum_{j=1}^N P'_{ij}(\omega) H_j(\omega) e^{i\omega k} \frac{d\omega}{2\pi} - a_{k0} = 0 \quad (3.42)$$

donde $k = \pm 1, \pm 2, \dots$. Si definimos $a_0(\omega)$ como la transformada de Fourier de a_{k0} , entonces:

$$a_{k0} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} a_0(\omega) e^{i\omega k} d\omega$$

y sustituyendo esta ecuación en (3.42) obtenemos:

$$\frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} e^{i\omega k} \left[\sum_{j=1}^N P'_{ij}(\omega) H_j(\omega) - a_0(\omega) \right] d\omega = 0$$

para $k = \pm 1, \pm 2, \dots$. En esta ecuación, la expresión incluida entre los corchetes ha de ser cero y por lo tanto:

$$\sum_{j=1}^N P'_{ij}(\omega) H_j(\omega) = a_0(\omega) \quad ; \quad i=1, \dots, N \quad (3.43)$$

El filtro de máxima verosimilitud es un filtro que no produce distorsión, por lo cual se deben cumplir, tal y como vemos en el apartado III.3, que las funciones de respuesta impulsiva satisfagan:

$$\sum_{j=1}^N f_j(l) = \begin{cases} 1, & l=0 \\ 0, & l \neq 0 \end{cases}$$

lo que implica que las funciones de transferencia deben cumplir:

$$\sum_{j=1}^N H_j(\omega) = 1 \quad ; \quad -\pi \leq \omega \leq \pi \quad (3.44)$$

Sin embargo, de la ecuación (3.43) tenemos:

$$H_i(\omega) = a_0(\omega) \sum_{j=1}^N Q'_{ij}(\omega) \quad ; \quad i=1, \dots, N$$

donde $\{Q'_{ij}(\omega)\}$ es la inversa de la matriz $\{P'_{ij}(\omega)\}$ y usando esta ecuación y la (3.44) se obtiene:

$$a_0(\omega) = \left[\sum_{i,j=1}^N Q'_{ij}(\omega) \right]^{-1} \quad (3.45)$$

y por tanto, las funciones de transferencia de los filtros serán:

$$H_i(\omega) = \frac{\sum_{j=1}^N Q'_{ij}(\omega)}{\sum_{i,j=1}^N Q'_{ij}(\omega)} \quad ; \quad i=1 \dots N \quad (3.46)$$

Ahora podemos calcular la expresión (3.41) que nos daba la densidad espectral de la salida del sistema, teniendo en cuenta las ecuaciones (3.43) y (3.45):

$$P_s(\omega) = \left[\sum_{i,j=1}^N Q'_{ij}(\omega) \right]^{-1} \sum_{j=1}^N H_j^*(\omega) =$$

$$= \left[\sum_{i,j=1}^N Q'_{ij}(\omega) \right]^{-1} \quad (3.47)$$

Recordemos que habíamos supuesto que los retardos estaban incluidos en los filtros, si como realmente hemos diseñado los filtros (ver Figura 3.5), los retardos están situados en un paso anterior, la densidad espectral cruzada con los retardos incluidos $P'_{ij}(\omega)$ será (comparar con las ecuaciones (3.22) y (3.23)):

$$P'_{ij}(\omega) = P_{ij}(\omega) \exp[i\omega(\bar{\tau}_i - \bar{\tau}_j)] \quad (3.48)$$

y en consecuencia, teniendo en cuenta (3.20):

$$Q'_{ij}(\omega) = Q_{ij}(\omega) \exp[i \bar{k} \cdot (\bar{\tau}_i - \bar{\tau}_j)] \quad (3.49)$$

En resumen, la salida del procesador de máxima verosimilitud tiene una densidad espectral que es diferente para cada número de onda \bar{k}_0 , estando los filtros diseñados de tal forma que dejan pasar, sin distorsión, cualquier onda plana monocromática que viaje a la velocidad correspondiente a ese número de onda \bar{k}_0 y suprime aquellas otras ondas con velocidades distintas de ese valor. Podemos por tanto estimar la densidad espectral $P_s(\omega)$, considerada

como una función de ω y \bar{k} , a partir de una estimación de la densidad espectral cruzada. Introduciendo (3.49) en (3.47) obtenemos:

$$\hat{P}(\bar{k}, \omega) = \left[\sum_{i,j=1}^N \hat{Q}_{ij}(\omega) \exp[i \bar{k} \cdot (\bar{r}_i - \bar{r}_j)] \right]^{-1} \quad (3.50)$$

donde $\hat{Q}_{ij}(\omega)$ es una estima de $Q_{ij}(\omega)$ y la matriz $\{\hat{Q}_{ij}(\omega)\}$ es la inversa de $\{\hat{P}_{ij}(\omega)\}$, que es la matriz espectral S de la ecuación (3.26).

Si tenemos en cuenta las ecuaciones (3.26) y (3.27), la expresión de la densidad espectral (3.50) puede ponerse en forma matricial:

$$\hat{P}(\bar{k}, \omega) = \frac{1}{A \cdot S^{-1} \cdot \bar{A}'} \quad (3.51)$$

Este método tiene un poder de resolución en la determinación del espectro de potencia $\hat{P}(\bar{k}, \omega)$ más alto que el método convencional visto anteriormente, por ello se suele denominar *método de alta resolución* (Capon, 1969). Con objeto de demostrar este hecho, llamemos P_{CV} al espectro calculado por el método convencional y P_{AR} al obtenido por el de alta resolución (Pillai, 1989):

$$P_{CV} = \frac{1}{N^2} A \cdot S \cdot \bar{A}'$$

$$P_{AR} = \frac{1}{A \cdot S^{-1} \cdot \bar{A}'}$$

Partamos de la igualdad $S^{1/2} S^{-1/2} = I$, donde I es la matriz identidad. Multipliquemos por A por la izquierda y por \bar{A}' por la derecha, quedando:

$$A \cdot S^{1/2} \cdot S^{-1/2} \cdot \bar{A}' = A \cdot I \cdot \bar{A}' = N$$

siendo N el orden de la matriz S . Elevando al cuadrado la igualdad anterior:

$$[(A.S^{1/2}).(S^{-1/2}. \bar{A}')]^2 = N^2$$

Por otro lado, según la desigualdad de Cauchy-Schwarz:

$$[(A.S^{1/2}).(S^{-1/2}. \bar{A}')]^2 \leq (A.S^{1/2})^2 (S^{-1/2}. \bar{A}')^2$$

y en consecuencia:

$$N^2 \leq (A.S^{1/2})^2 (S^{-1/2}. \bar{A}')^2 = (A.S. \bar{A}').(A.S^{-1} \bar{A}')$$

quedando:

$$\frac{1}{N^2} (A.S. \bar{A}') \geq \frac{1}{(A.S^{-1} \bar{A}')}$$

y por consiguiente:

$$P_{CV} \geq P_{AR}$$

y si consideramos la representación de las densidades espectrales en el espacio $\bar{k} = (k_x, k_y)$:

$$\frac{\partial P_{CV}}{\partial k} \geq \frac{\partial P_{AR}}{\partial k}$$

lo que nos dice que el gradiente en el método convencional es mayor que en el método de alta resolución, por lo que P_{AR} presentará una mejor resolución que P_{CV} en su representación en el espacio (k_x, k_y) .

Análogamente a como vimos en el método convencional, la densidad espectral $\hat{P}(\bar{k}, \omega)$ en la ecuación (3.50) depende de dos subíndices por lo que vamos a intentar, con objeto de reducir el tiempo de cálculo de su valor, expresar dicha ecuación con un solo subíndice. Para ello partimos de la relación inicial de la densidad espectral dada por la ecuación (3.41), la cual la podemos escribir, teniendo en cuenta (3.48):

$$\hat{P}(\vec{k}, \omega) = \sum_{i,j=1}^N H_i(\omega) \cdot H_j^*(\omega) \cdot P_{ij}(\omega) \exp[i \vec{k}(\vec{r}_i - \vec{r}_j)] \quad (3.52)$$

Para señales transitorias, el valor de $P_{ij}(\omega)$ viene expresado por la ecuación (3.29) y por tanto, la expresión anterior será:

$$\hat{P}(\vec{k}, \omega) = \sum_{i,j=1}^N H_i(\omega) X_i(\omega) [H_j(\omega) X_j(\omega)]^* \exp[i \vec{k}(\vec{r}_i - \vec{r}_j)]$$

donde, recordemos, $X_i(\omega)$ era la transformada de Fourier del canal i . Si tenemos en cuenta la generalización de la igualdad compleja (3.30), la ecuación anterior puede escribirse:

$$\hat{P}(\vec{k}, \omega) = \left| \sum_{i=1}^N H_i(\omega) X_i(\omega) \exp[i \vec{k} \vec{r}_i] \right|^2 \quad (3.53)$$

que depende de un solo subíndice. En esta expresión hemos de calcular las funciones de transferencia $H_i(\omega)$ según la ecuación (3.46), la cual depende de un doble sumatorio. Sin embargo, si queremos calcular los valores de $\hat{P}(\vec{k}, \omega)$ para distintos valores de \vec{k} utilizando la expresión (3.50), debemos realizar un doble sumatorio para cada valor de $\hat{P}(\vec{k}, \omega)$, mientras que si lo calculamos a partir de la expresión (3.53) los dobles sumatorios de la ecuación (3.46) sólo los efectuamos una sola vez.

Podemos resumir por lo tanto, que para el cálculo de la estimación de la matriz espectral, tanto si utilizamos la relación (3.50) como la (3.53), debemos calcular los valores de la matriz $\{Q_{ij}(\omega)\}$ (inversa de $\{P_{ij}(\omega)\}$) o $\{Q'_{ij}(\omega)\}$ (inversa de $\{P_{ij}(\omega) \exp[i \vec{k}(\vec{r}_i - \vec{r}_j)]\}$). Ahora bien, recordemos que la matriz espectral $\{P_{ij}(\omega)\} = S$ es singular y por tanto su inversa no existe. En la práctica, con objeto de hacer la matriz S invertible, se sustituye ésta por otra a la que se le añade una pequeña cantidad ϵ (generalmente entre 0.05 y 0.1) a la diagonal principal (Capon, 1969; Lacoss, 1975; Abrahamson y Bolt, 1987). La nueva matriz espectral sería:

$$S'_{ij}(\omega) = S_{ij}(\omega) + \epsilon \delta_{ij} = X_i(\omega) X_j^*(\omega) + \epsilon \delta_{ij} \quad ; \quad i,j=1 \dots N \quad (3.54)$$

III.5. Análisis de la lentitud.

En los métodos que acabamos de ver en los capítulos anteriores mediante el análisis f-k, el cálculo de la estimación espectral se realizaba para una determinada frecuencia. Sería interesante poder obtener igualmente la velocidad aparente y el acimut del frente de onda, pero para un rango de frecuencias determinado. En los apartados siguientes vamos a analizar la forma de obtener las estimaciones de la densidad espectral en función del vector lentitud para una banda de frecuencias previamente establecida. Este análisis está dividido de igual forma que en el f-k, obteniéndose para el método convencional y para el de máxima verosimilitud o de alta resolución.

A partir de la estimación de la densidad espectral obtenida por el método convencional y que venía dada por la ecuación (3.25), vamos a definir una nueva matriz espectral. Para ello, recordando la citada expresión, analicemos los términos del sumatorio:

$$\hat{P}_{ij}(\omega) \exp [i \bar{k} (\bar{r}_j - \bar{r}_i)]$$

que para el caso de señales transitorias, quedaría según (3.29):

$$X_i(\omega) X_j^*(\omega) e^{i \bar{k} \bar{r}_j} e^{-i \bar{k} \bar{r}_i}$$

y teniendo en cuenta la relación entre el número de onda y la lentitud, el término quedaría:

$$X_i(\omega) e^{-i \omega \bar{s}_i} X_j^*(\omega) e^{i \omega \bar{s}_j}$$

Si definimos una nueva función a la que incluimos el retraso en fase (Esmersoy *et al*, 1985):

$$Y_i(\omega, \bar{s}) = X_i(\omega) e^{-i \omega \bar{s}_i}$$

el citado término sería:

$$Y_i(\omega, \bar{s}) Y_j^*(\omega, \bar{s})$$

Podemos introducir una nueva matriz espectral C definida para el rango de frecuencias de interés (Odegaard *et al.*, 1990):

$$C_{ij}(\bar{s}) = \int_{\omega_a}^{\omega_b} Y_i(\omega, \bar{s}) Y_j^*(\omega, \bar{s}) d\omega$$

En consecuencia, podemos establecer la densidad espectral total para la banda de frecuencias ω_a - ω_b :

$$P_T(\bar{s}) = \sum_{i,j=1}^N C_{ij}(\bar{s}) \quad (3.55)$$

y en forma matricial:

$$P_T(\bar{s}) = j.C.j'$$

siendo $j = (1,1,\dots,1)$.

Con objeto de normalizar esta expresión, tal y como hicimos en el método convencional mediante la ecuación (3.28), la cual es la definición del factor de coherencia (Neidell y Taner, 1971; Capon, 1973; Abrahamson y Bolt, 1987), vamos a ver otra medida de normalización. Para ello supongamos que los datos registrados son $x_i(t)$ y que contienen una señal común que llega a los sensores con tiempos diferentes. Si los retrasos a cada estación son t_i y si los datos contienen solamente a la señal, estos retrasos pueden ser obtenidos, teóricamente, como la solución de un problema de maximización (Taner y Koehler, 1969). Definamos la función:

$$E(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_N) = \sum_i [\sum_j x_i(t+\tau_j)]^2 \quad (3.56)$$

Esta función E será máxima para $\tau_i = t_i$, es decir, cuando los valores τ_i de la función E se correspondan con los retardos a cada estación. Si aceptamos el caso real en el que los datos contienen señal más ruido, el criterio de maximizar la función E puede usarse para obtener una estima de los tiempos de llegada de la

señal.

Si en vez de utilizar la función definida en (3.56), usamos la suma de las correlaciones cruzadas entre canales:

$$C(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_N) = \sum_t \sum_{ij} x_i(t + \tau_i) x_j(t + \tau_j)$$

y sabiendo que entre las funciones **E** y **C** existe la relación:

$$2C = E - \sum_t \sum_i x_i^2(t)$$

podemos definir una normalización de la función **E** de la forma:

$$S(\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_N) = \frac{E}{N \sum_t \sum_i x_i^2(t)} \tag{3.57}$$

Esta función **S**, llamada *semblanza*, tiene un valor que está comprendido entre 0 y 1, y da una medida de la coherencia entre las señales (Taner y Koehler, 1969; Abrahamson y Bolt, 1987). Podemos hacer una generalización de este coeficiente de semblanza si hacemos una transformación de la expresión (3.57) al dominio de la frecuencia. El numerador **E**, mediante la transformada de Fourier, quedaría:

$$\frac{1}{2\pi} \sum_{\omega} \left[\sum_i X_i(\omega) e^{i\tau_i \omega} \right]^* \left[\sum_i X_i(\omega) e^{i\tau_i \omega} \right] = \frac{1}{2\pi} \sum_{\omega} \left| \sum_i X_i(\omega) e^{i\omega \tau_i} \right|^2$$

y el denominador transformado sería:

$$N \frac{1}{2\pi} \sum_{\omega} \sum_i |X_i(\omega)|^2$$

Por tanto, teniendo en cuenta que los retardos son $\overline{s \tau_i}$, la semblanza en el dominio de la frecuencia será:

$$S(\bar{s}) = \frac{\sum_{\omega} \left| \sum_i X_i(\omega) \exp[i\omega \bar{s} \bar{r}_i] \right|^2}{N \sum_{\omega} \sum_i |X_i(\omega)|^2}$$

Se puede apreciar que el numerador es exactamente la expresión (3.55) (esto puede ser visto comparando con las ecuaciones (3.29), (3.30) y (3.31)). Por consiguiente, podemos utilizar la definición de semblanza para efectuar la normalización de la densidad espectral dada en (3.55), quedando:

$$P_N(\bar{s}) = \frac{j \cdot C \cdot j'}{|j|^2 \text{traza} C} \quad (3.58)$$

donde la traza de C es definida como la suma de los elementos de la diagonal principal. Esta expresión nos da la densidad espectral total normalizada definida por el método convencional y sirve de base para la determinación de la localización mediante el análisis de la lentitud, denominado también de banda ancha por contemplar las estimaciones espectrales en un rango de frecuencias ω_a - ω_b .

Mediante un procedimiento análogo, podemos determinar la respuesta normalizada para el método de máxima verosimilitud, obteniéndose la expresión:

$$P'_N(\bar{s}) = \frac{1}{j \cdot C^{-1} \cdot j' \text{traza} C} |j|^2 \quad (3.59)$$

Esta ecuación (3.59) da soluciones con más alta resolución que la ecuación (3.58), no obstante sus soluciones son más inestables, siendo preferible por tanto usar el método convencional. (Ødegaard *et al*, 1990)

Las expresiones de la densidad espectral obtenidas a partir de la semblanza (ecuaciones (3.58) y (3.59)) las podemos comparar con las obtenidas en el análisis f-k para los métodos convencional y de alta resolución (Abrahamson y Bolt, 1987). Si suponemos que la matriz C está normalizada, su traza valdra N y siendo $|j|^2=N$, llegamos a igualar las ecuaciones anteriores con las expresiones (3.25) en forma matricial y (3.51), correspondientes a los métodos convencional y de alta resolución, respectivamente.

El poder de resolución del método convencional puede ser mejorado si se considera el análisis de la lentitud como un problema de inversión lineal según la teoría de Backus y Gilbert (1968). Con objeto de optimizar la respuesta del dispositivo Gräfenberg, Neele y Snieder (1991) han desarrollado un nuevo algoritmo basado en esta técnica, obteniendo buenos resultados para bajas frecuencias. Aplicaciones a perfiles de refracción mediante la instalación de dispositivos de hidrófonos y OBS puede estudiarse en Baggeroer y Falconer (1982) y en Duckworth *et al* (1982), que incluye un breve resumen de la forma de procesamiento de las señales.

III.6. Procesamiento de datos.

De los métodos indicados en los apartados anteriores aplicados en el dominio del tiempo, vamos a usar solamente el de retardo y suma simple, pues para los de retardo y suma ponderada y de filtrado y suma de señales no compensa realizar su procesamiento debido por un lado, a su lentitud y tiempo de ejecución, y por otro, a que los resultados que se puedan obtener no mejoran sustancialmente a los calculados por el método simple (Capon *et al*, 1967). En el dominio de la frecuencia, se van a utilizar los tres métodos indicados, convencional, alta resolución y análisis de la lentitud. Para el procesamiento de todos estos métodos, se han realizado una serie de programas en lenguaje FORTRAN que vamos a indicar a continuación.

Para la formación del haz sísmico mediante el método de retardo y suma simple de señales se ha realizado el programa HAZOR, cuyo diagrama de flujo se representa en la Figura 3.6. La entrada al programa son las coordenadas de las estaciones y una ventana de tiempo, previamente seleccionada, de las señales de cada estación. Como entrada externa al programa figuran los valores para los que se va a orientar la formación del haz, es decir: acimut y velocidad aparente inicial y final, así como el número de incrementos de ambos.

A partir de estos valores iniciales, e incrementándolos según el número de intervalos, el programa calcula en primer lugar, mediante la subrutina DELAY, los tiempos de retardo para cada estación con objeto de "alinearse" las estaciones en la dirección marcada por el acimut y velocidad aparente. El haz orientado se forma según la ecuación (3.1), una vez incluidos los retardos calculados en cada una de las señales, y se determina su amplitud a partir de ciertos parámetros que veremos posteriormente en el capítulo de resultados. Estos valores del acimut, velocidad aparente y amplitud se van almacenando en un fichero, repitiéndose el proceso hasta llegar a los valores finales indicados. Una vez finalizado el proceso, se selecciona aquel acimut y velocidad aparente cuya amplitud sea máxima.

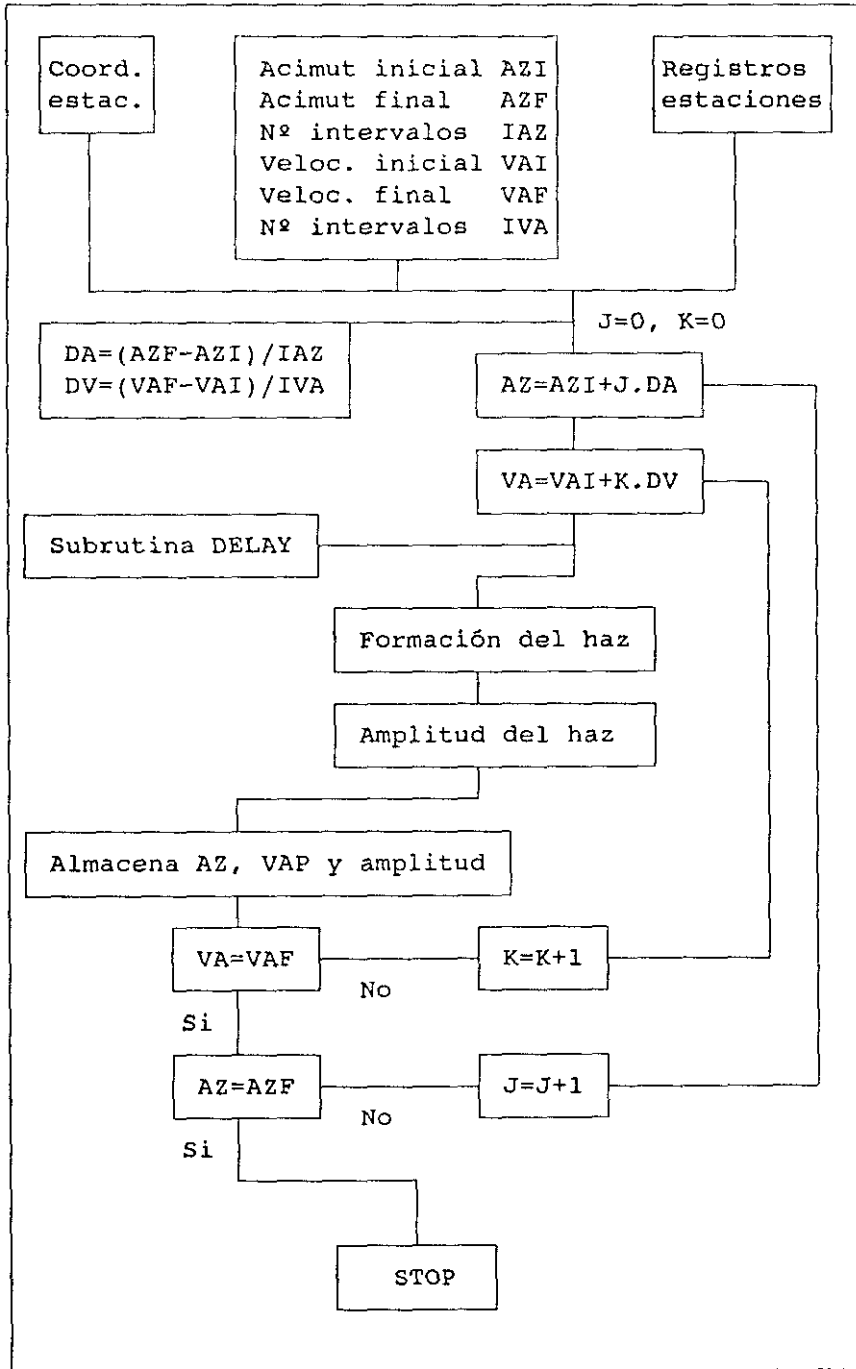


FIGURA 3.6 Diagrama de flujo del programa HAZOR.

El procesamiento para el dominio de la frecuencia y número de onda, mediante el método convencional indicado en el apartado III.4.1. se ha llevado a cabo con el programa BECON, cuyo diagrama de flujo aparece indicado en la Figura 3.7.

El programa lee las coordenadas de las estaciones, las señales sísmicas (para una ventana de tiempo preseleccionada) y las variables para las que se desea calcular el espectro de potencia, es decir: la frecuencia, duración de la señal, valor máximo de la ventana número de onda (KMAX) y número de puntos (NPGRID) en la ventana (-KMAX, +KMAX). El proceso comienza con el cálculo de las transformadas de Fourier de las señales mediante la FFT. A continuación se calcula el factor de normalización que está definido según la siguiente expresión:

$$\frac{\sum_{i=1}^N |X_i(\omega)|^2}{N}$$

A partir de aquí, el programa determina, para cada valor de las componentes (Kx, Ky) de la ventana número de onda, la densidad espectral P definida por la ecuación (3.31) y la normaliza dividiéndola por el factor anteriormente señalado. Una vez calculada la potencia normalizada para toda la malla de valores (Kx,Ky), se llama a la subrutina AZVEL que determina el máximo de potencia (PMAX) y calcula, para este máximo, el acimut y la velocidad aparente. Posteriormente, se expresa la potencia normalizada en decibelios mediante la ecuación:

$$dB = 10 \cdot \log_{10} \frac{P_{MAX}}{P_N}$$

y se almacenan los valores Kx,Ky,dB. Por último, se halla, en decibelios, la potencia absoluta correspondiente a la potencia máxima sin normalizar.

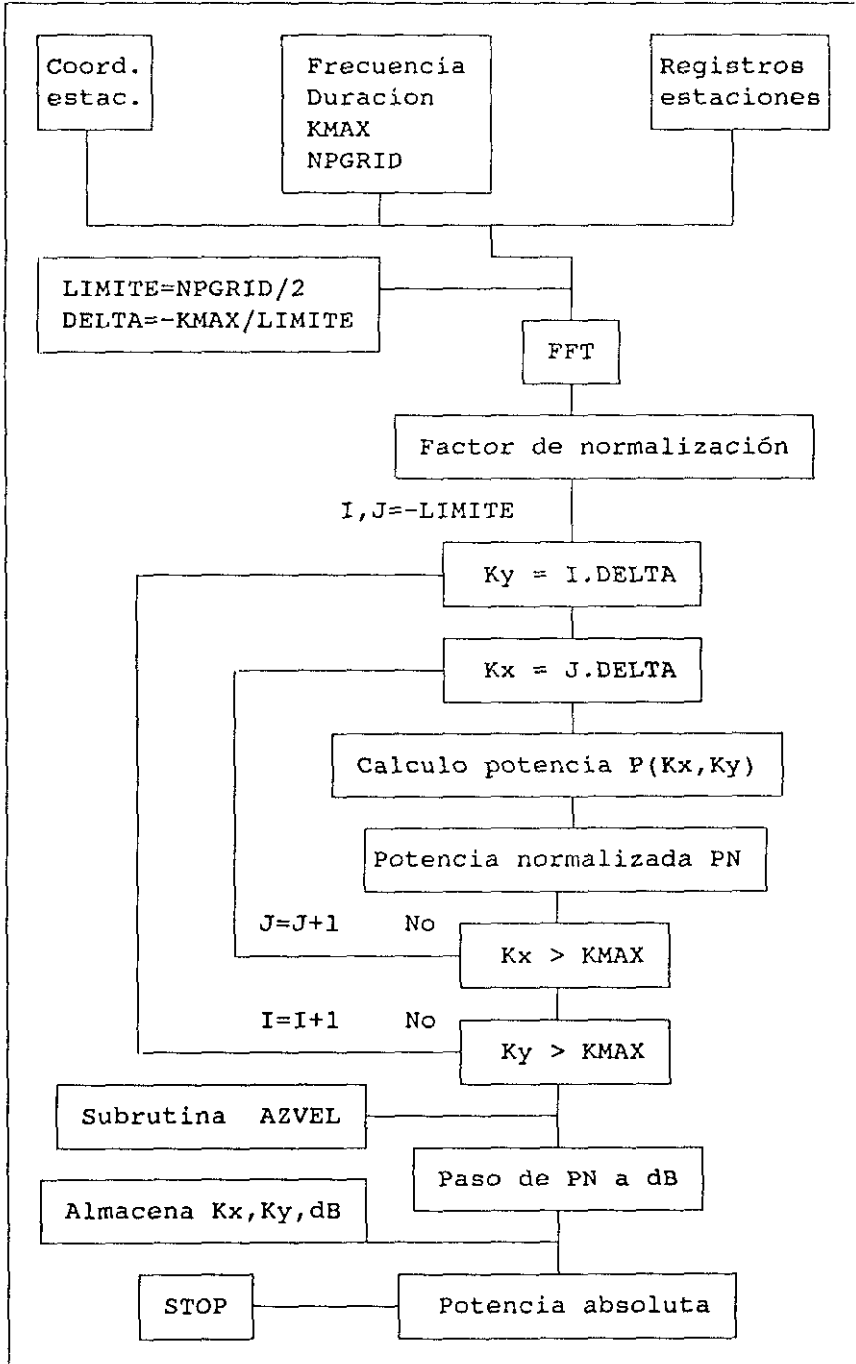


FIGURA 3.7 Diagrama de flujo del programa BECON.

A continuación veamos el método de alta resolución desarrollado por Capon (1969). La programación de este método ha resultado más complicada que los métodos precedentes debido, fundamentalmente, a la necesidad de tener que invertir una matriz compleja. El diagrama de flujo del programa realizado al efecto, ALTAR, se representa en la Figura 3.8.

El programa utiliza la misma entrada de datos y variables que el método convencional (BECON). Después del cálculo de las transformadas de Fourier de las señales, se forma la matriz espectral S según la ecuación (3.54), normalizándola dividiendo por el valor absoluto de sus componentes.

La inversión de la matriz espectral se ha resuelto mediante el siguiente algoritmo (Scheid, 1972). Supongamos nuestra matriz espectral descompuesta en parte real e imaginaria, $S = A + i.B$, y supongamos que su inversa es la matriz W , que la descomponemos igualmente: $W = C + i.D$. Como $S.W = I$ se deduce que:

$$\begin{aligned} A.C - B.D &= I \\ B.C + A.D &= 0 \end{aligned}$$

y desarrollando, obtenemos:

$$\begin{aligned} C &= (A + B.A^{-1}.B)^{-1} \\ D &= -A^{-1}.B.C \end{aligned}$$

lo que nos permite determinar la parte real e imaginaria de la inversa de la matriz espectral para el caso en que la matriz A sea no singular. Si la matriz B es no singular, se llegaría a las expresiones:

$$\begin{aligned} D &= -(A.B^{-1}.A + B)^{-1} \\ C &= -B^{-1}.A.D \end{aligned}$$

En el caso de que ambas, A y B , sean singulares pero S no lo sea, se determina un número real t , tal que la matriz $E = A + t.B$ sea no singular. Con la formación de la matriz $F = B - t.A$, hallamos $E + i.F$ y se obtiene:

$$S^{-1} = (1 - i.t)(E + i.F)^{-1}$$

cuyo cálculo se realiza por el procedimiento anterior al ser la matriz E no singular.

Obtenida la inversa de la matriz espectral se calcula, para cada valor de K_x , K_y , la potencia espectral según las ecuaciones (3.50) o (3.51). La llamada a la subrutina AZVEL determina el máximo de potencia y sus correspondientes valores del acimut y velocidad aparente. Los pasos siguientes son análogos a los

del programa BECON, almacenándose los valores de K_x , K_y , dB y calculando la potencia absoluta.

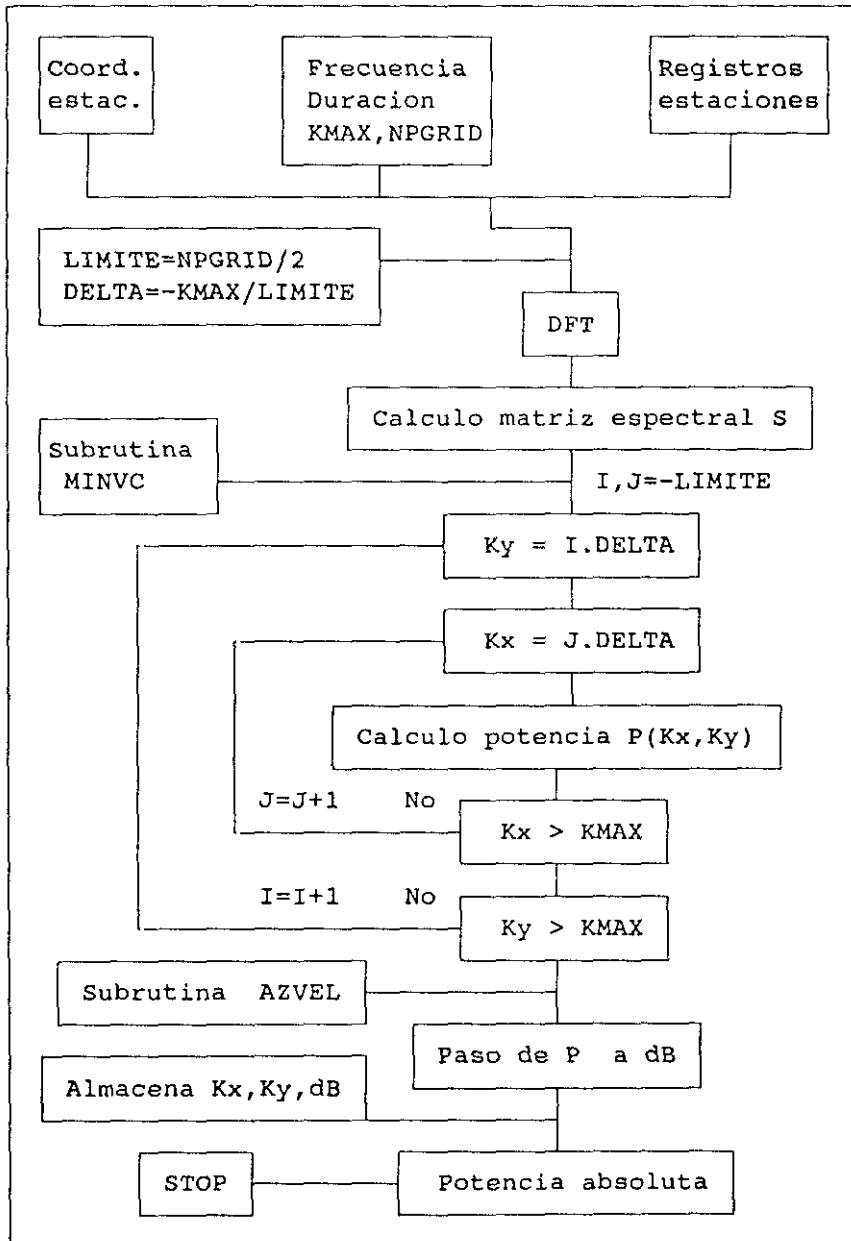


FIGURA 3.8 Diagrama de flujo del programa ALTAR.

En el análisis de la lentitud del apartado III.5 hemos visto su desarrollo mediante el método convencional y el método de máxima verosimilitud (o alta resolución). Tal y como se indicó, las soluciones obtenidas por este último método resultan muy inestables, por lo que solamente procesaremos los datos para el método convencional. Para este análisis convencional de la lentitud, se ha realizado el programa BALEN (Figura 3.9) cuya estructura es muy similar a la del programa BECON.

La entrada al programa contempla, además de los datos usuales de las coordenadas de las estaciones y las señales sísmicas, la banda de frecuencia F1-F2, la duración de las señales, y el valor máximo de la ventana de lentitud (SMAX) y su número de puntos (NPGRID).

Calculadas las transformadas de Fourier de las señales, hallamos el factor de normalización (denominador de la ecuación (3.58)), para calcular a continuación la potencia, o densidad espectral, de acuerdo a la expresión (3.55), entre las frecuencias F1 y F2, para todos los valores de las componentes de la lentitud en la ventana (-SMAX, +SMAX). Una vez normalizados todos los valores de $P(S_x, S_y)$, se calcula su valor máximo y, como en ocasiones anteriores, su acimut y velocidad aparente. Todo el proceso posterior es igual que en el programa BECON.

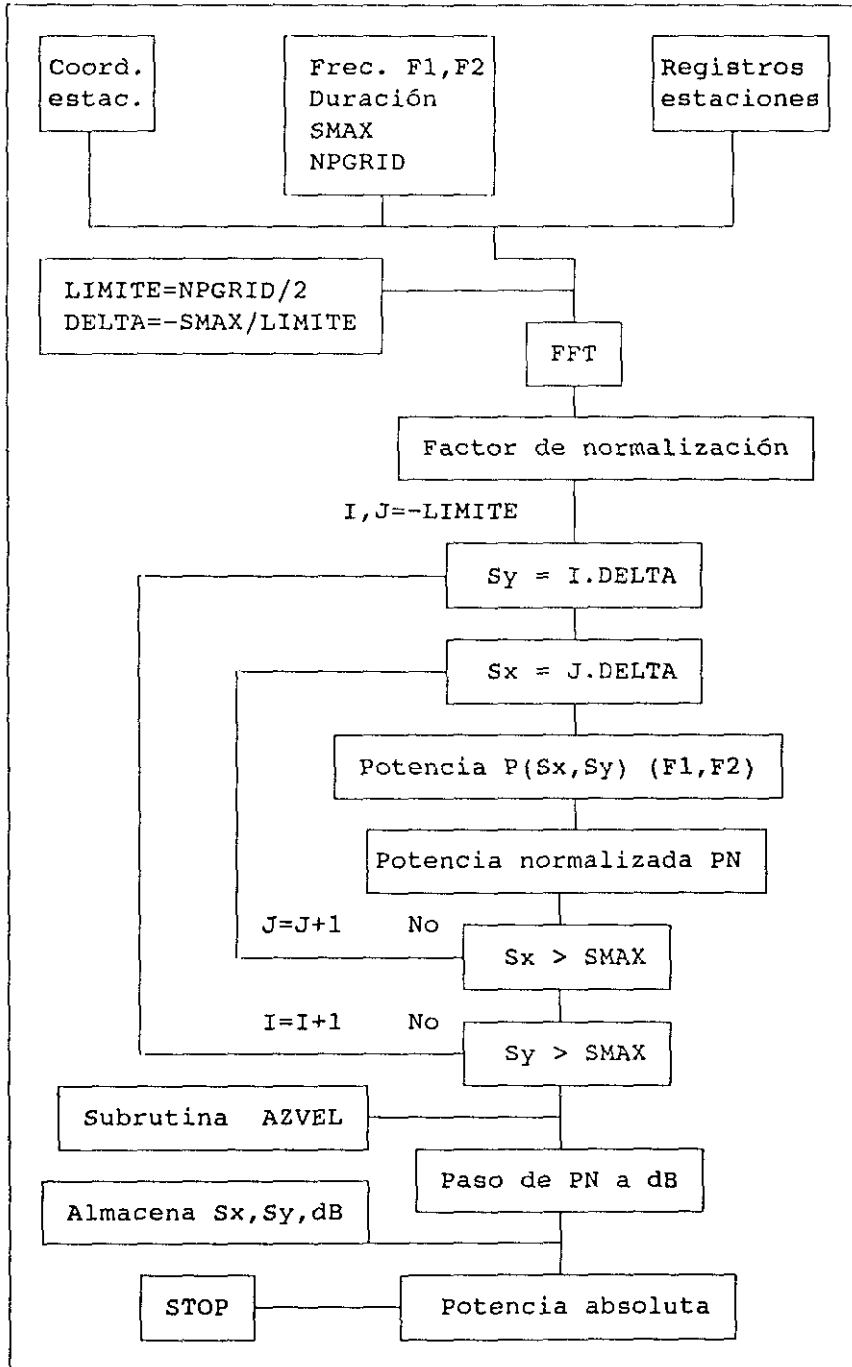


FIGURA 3.9 Diagrama de flujo del programa BALEN.

CAPITULO IV

ANALISIS DE POLARIZACION

El análisis de polarización que se va a analizar a continuación está dirigido a estaciones de tres componentes, las cuales se pueden considerar como el elemento más sencillo de una red sísmica en relación con la localización.

Para una tierra lateralmente homogénea, la polarización de la onda P es bastante lineal, lo que puede permitir determinar la dirección de propagación de forma sencilla, al menos si la relación señal-ruido es alta. Asimismo, la distancia de la fuente sísmica puede ser obtenida mediante la diferencia de tiempos de llegada de las distintas fases (Pn, Pg, Sn, Lg) y por tanto podemos realizar, con una estación de tres componentes, la localización epicentral. El problema puede complicarse al estar un sismograma construido a partir de una mezcla de fenómenos físicos originados por múltiples reflexiones y refracciones, dando lugar a la llegada de distintos tipos de energía al mismo tiempo, lo que dificulta la reconstrucción del movimiento de la partícula.

Las medidas de polarización pueden ser usadas también para asociar e identificar distintas fases, en particular si consideramos la tierra no homogénea, donde la polarización se produce en tres dimensiones.

Combinando las diferentes técnicas de polarización es posible construir un algoritmo que automáticamente detecte y localice sismos regionales usando las tres componentes de un sismograma. En particular, estas técnicas son de gran utilidad para su aplicación a sismos de pequeña magnitud que hayan sido registrados en una sola estación o también, para zonas donde no exista una buena cobertura acimutal de estaciones.

Aunque en general los métodos de polarización se usan para una sola estación de tres componentes, Jurkevics (1988) y Menke *et al* (1990) han trabajado con dispositivos sísmicos de tres componentes y Esmersoy *et al*, (1985) han desarrollado, también para dispositivos de tres componentes, la utilización conjunta de la estimación de los parámetros del movimiento de la partícula con el análisis de la lentitud.

IV.1. Movimiento de la partícula.

Como ya se ha indicado, las ondas de volumen contienen un alto grado de polarización lineal y el movimiento de la partícula a la llegada de una onda coincide con el acimut de propagación de la energía contenida en las ondas de compresión (ondas P). Esta característica nos va a permitir determinar el acimut (o su inverso) y haciendo el análisis en las tres componentes del movimiento (N-E-Z), vamos a poder obtener también el ángulo de incidencia. A continuación vamos a analizar tres métodos para calcular estos parámetros de dirección.

IV.1.1. Mínimos cuadrados.

Si consideramos $u_j = (u_{jN}, u_{jE}, u_{jZ})$ como el movimiento de la partícula en el instante j para la onda P, la determinación del acimut y ángulo de incidencia la vamos a realizar primero en el plano Norte-Este, obteniendo la componente radial R, y posteriormente en el plano R-Z (Figura 4.1).

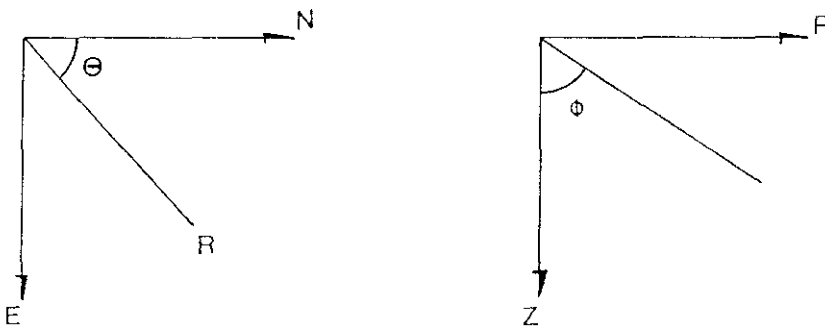


FIGURA 4.1 Componentes N-E y R-Z.

Con la composición en el plano N-E de los distintos puntos u_{jN}, u_{jE} obtenidos para distintos instantes de tiempo j para la misma fase, formamos una recta ajustada por mínimos cuadrados que nos permite calcular el acimut (con la ambigüedad de 180°). Resolviendo las ecuaciones normales, el acimut será:

$$\theta = \frac{\pi}{2} - \operatorname{tg}^{-1} \left[\frac{T.t \sum_{j=1}^N u_{jN} u_{jE} - \sum_{j=1}^N u_{jN} \sum_{j=1}^N u_{jE}}{T.t \sum_{j=1}^N u_{jE}^2 - \left(\sum_{j=1}^N u_{jE} \right)^2} \right]$$

donde N es el número de puntos contenido en la ventana de tiempo t , y T es el número de muestras por segundo.

La componente radial contenida en el plano N-E será:

$$u_{jR} = \frac{u_{jN}}{\cos\theta}$$

la cual la vamos a componer con la componente vertical u_{jZ} , obteniendo una serie de puntos cuyo ajuste a una recta mínimo cuadrática nos da el valor del ángulo de incidencia:

$$\phi = \operatorname{tg}^{-1} \left[\frac{1}{\cos\theta} \frac{T.t \sum_{j=1}^N u_{jZ} u_{jN} - \sum_{j=1}^N u_{jZ} \sum_{j=1}^N u_{jN}}{T.t \sum_{j=1}^N u_{jZ}^2 - \left(\sum_{j=1}^N u_{jZ} \right)^2} \right]$$

Las bondades del ajuste, tanto para la obtención del acimut como del ángulo de incidencia, vendrán dadas por el coeficiente de correlación, cuyo cálculo resulta inmediato.

IV.1.2. Estimación de los cosenos directores.

Para el movimiento instantáneo de la partícula $u_j = (u_{jN}, u_{jE}, u_{jZ})$ en el instante j , podemos calcular sus cosenos directores mediante las expresiones:

$$l_j = \frac{u_{jN}}{r_j} \quad ; \quad m_j = \frac{u_{jE}}{r_j} \quad ; \quad n_j = \frac{u_{jZ}}{r_j}$$

siendo $r_j = (u_{jN}^2 + u_{jE}^2 + u_{jZ}^2)^{1/2}$ el módulo del vector de posición que define el movimiento de la partícula en el instante j . Si calculamos los distintos cosenos directores para todos los puntos contenidos en una ventana de tiempo t , y hacemos el promedio, obtendremos una estimación de los cosenos directores que nos definen la dirección del movimiento:

$$L = \frac{\sum_{j=1}^N l_j}{T.t} \quad ; \quad M = \frac{\sum_{j=1}^N m_j}{T.t} \quad ; \quad N = \frac{\sum_{j=1}^N n_j}{T.t}$$

donde $N = T.t$ es el número de puntos en la ventana t y T es el muestreo.

Una medida de la estabilidad de la dirección estimada mediante L, M, N viene dada por el parámetro $s = (L^2 + M^2 + N^2)^{1/2}$ cuyo valor está acotado superiormente por la unidad, que corresponde cuando el movimiento esté contenido en una dirección fija. (Jepsen y Kennett, 1990). El acimut θ y el ángulo de incidencia ϕ pueden obtenerse a partir de las relaciones:

$$\operatorname{tg} \theta = \frac{M}{L} \quad ; \quad \cos \phi = N$$

IV.1.3. Matriz de varianza-covarianza.

Este método, originariamente propuesto por Flinn, (1965), ha sido modificado por Montalbetti y Kanasewich, (1970) con objeto de incrementar la relación señal-ruido para ondas de volumen de telesismos. Posteriormente, Vidale, (1986), Magotra *et al*, (1987) y Jurkevics, (1988) lo han desarrollado para su aplicación en la detección de eventos sísmicos y su localización a partir de estaciones de tres componentes. En nuestro caso, siguiendo a estos últimos autores, vamos a exponer el método para una única estación de tres componentes.

Consideremos una señal sísmica $X(t) \equiv X(i)$ en un instante determinado. Consideremos también la dirección marcada por la trayectoria L , es decir, la definida por el acimut y ángulo de incidencia y supongamos que los datos X pueden ser proyectados en la dirección L (Figura 4.2).

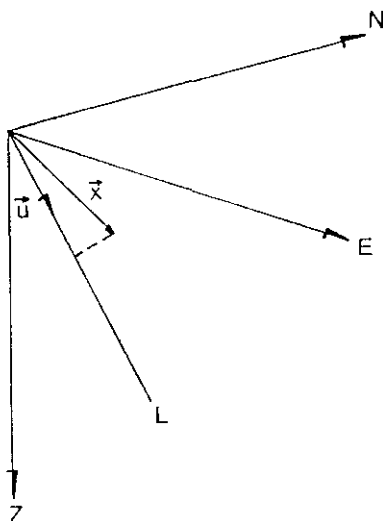


FIGURA 4.2 Representación de la dirección de propagación en el sistema de registro.

La varianza de los datos X a lo largo de la dirección L será, en el caso ideal, máxima y se anulará para cualquier otra dirección (Magotra *et al*, 1987). Si suponemos el caso no ideal, es de esperar que la varianza en la dirección L sea mayor que en otras direcciones. Consideremos el vector columna de datos $X = (X_N, X_E, X_Z)^T$. El problema será encontrar la dirección en la cual la proyección de X tendrá varianza máxima, o lo que es lo mismo, la dirección de máxima polarización. Para ello, supongamos que en esta dirección, definida por el vector columna unitario $U = (u_N, u_E, u_Z)^T$, el vector X tiene una proyección y , cuyo valor viene expresado por el producto escalar:

$$y = U^T \cdot X = (u_N \quad u_E \quad u_Z) \cdot \begin{pmatrix} X_N \\ X_E \\ X_Z \end{pmatrix}$$

Con la hipótesis de que los datos X tienen de media cero, el valor medio de y será cero y su varianza:

$$\sigma_y^2 = \sigma_{X_N}^2 \cdot u_N^2 + \sigma_{X_E}^2 \cdot u_E^2 + \sigma_{X_Z}^2 \cdot u_Z^2 + 2\sigma_{X_N X_E} \cdot u_N u_E + 2\sigma_{X_N X_Z} \cdot u_N u_Z + 2\sigma_{X_E X_Z} \cdot u_E u_Z$$

que expresada en forma matricial:

$$\sigma_y^2 = \mathbf{U}^T \cdot \mathbf{S} \cdot \mathbf{U}$$

donde \mathbf{S} es la matriz de varianza-covarianza definida por:

$$\mathbf{S} = \begin{pmatrix} \sigma_{X_N}^2 & \sigma_{X_N X_E} & \sigma_{X_N X_Z} \\ \sigma_{X_N X_E} & \sigma_{X_E}^2 & \sigma_{X_E X_Z} \\ \sigma_{X_N X_Z} & \sigma_{X_E X_Z} & \sigma_{X_Z}^2 \end{pmatrix} \quad (4.1)$$

siendo:

$$\sigma_{X_i X_j} = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X_i(k) X_j(k) \quad ; \quad i, j = N, E, Z$$

y N el número de puntos contenido en la ventana de tiempo considerada.

El problema es, por lo tanto, hacer máximo σ_y^2 con respecto a \mathbf{U} y con la restricción de $\mathbf{U}^T \cdot \mathbf{U} = 1$ (por ser el vector \mathbf{U} unitario) (Koch, 1988). Usando los multiplicadores de Lagrange, hemos de maximizar:

$$\mathbf{U}^T \cdot \mathbf{S} \cdot \mathbf{U} - \lambda_m (\mathbf{U}^T \cdot \mathbf{U} - 1)$$

Derivando primero respecto de λ_m e igualando a cero, obtenemos la restricción inicial. La derivada respecto de \mathbf{U} será:

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{U}} (\mathbf{U}^T \cdot \mathbf{S} \cdot \mathbf{U}) - \lambda_m \frac{\partial}{\partial \mathbf{U}} (\mathbf{U}^T \cdot \mathbf{U}) = 0$$

y según las reglas de diferenciación de matrices (Selby, 1969), llegamos a:

$$\mathbf{S} \cdot \mathbf{U} + \mathbf{S}^T \cdot \mathbf{U} - \lambda_m \cdot 2 \mathbf{U} = 0$$

y como \mathbf{S} es simétrica, quedará:

$$(S - \lambda_m I) U = 0 \tag{4.2}$$

siendo **I** la matriz identidad.

La matriz de varianza-covarianza **S** es semidefinida positiva, lo cual implica que sus valores propios son reales y no negativos. A esta matriz le corresponde un elipsoide de error (Mikhail y Gracie ,1981) cuya ecuación es la forma cuadrática siguiente:

$$U^T \cdot S^{-1} \cdot U = 1$$

Los ejes principales de este elipsoide están dirigidos según los vectores propios de S^{-1} y su longitud corresponde a la inversa de la raíz cuadrada de los valores propios de S^{-1} . En la Figura 4.3 representamos el caso de dos dimensiones (elipse) con objeto de observar más claramente el significado de este elipsoide de error.

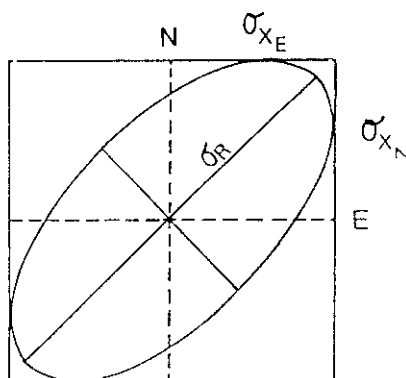


FIGURA 4.3 Representación de la elipse de error.

La dirección de máxima polarización es la dirección de máxima varianza, es decir, la determinada por el eje mayor del elipsoide. Nos interesa por tanto obtener sus ejes principales para lo cual hemos de calcular la ecuación del elipsoide respecto de unos ejes girados que coincidan con los ejes principales. Veamos qué relación existe entre los autovalores y autovectores de **S** y de S^{-1} . Para ello supongamos que a partir de la ecuación (4.2) obtenemos los vectores y valores propios de **S** y elijamos los vectores propios ortogonales. La matriz **S** se

puede descomponer de la forma:

$$S = Q \Lambda Q^T$$

donde Q es la matriz formada con los vectores propios ($Q^T=Q^{-1}$) y Λ es la matriz diagonal de los valores propios. La inversa de la matriz de varianza-covarianza será:

$$S^{-1} = (Q^T)^{-1} \Lambda^{-1} Q^{-1} = Q \Lambda^{-1} Q^T$$

lo que significa que los vectores propios de S y de S^{-1} son los mismos y los valores propios de S^{-1} son los inversos de S . En consecuencia, los semiejes del elipsoide son la raíz cuadrada de los valores propios de S . Si en vez de usar λ_m en la ecuación (4.2), ponemos λ_m^2 , eliminamos las raíces cuadradas y la nueva matriz de varianza-covarianza S' , girada hacia los ejes principales, será (Walck y Chael, 1991):

$$S' = \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_2 & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_3 \end{pmatrix} \dots\dots\dots$$

donde la dirección de polarización es la dirección radial o de propagación correspondiente al vector propio de más alto autovalor λ_1 y estando ordenados estos valores $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$. Para un movimiento polarizado linealmente, $\lambda_1 \neq 0$ y $\lambda_2 = \lambda_3 = 0$ y para un movimiento polarizado elípticamente, $\lambda_1 \geq \lambda_2 \neq 0$ y $\lambda_3 = 0$. En los casos reales la mayoría de las veces los autovalores son distintos de cero y, por tanto, la polarización es elipsoidal.

Las características del movimiento de la partícula pueden determinarse a partir de la longitud de los ejes principales, o lo que es equivalente, a partir de los valores propios. El grado de rectilinearidad r puede estimarse por:

$$r = 1 - \frac{\lambda_2 + \lambda_3}{2\lambda_1} \quad (4.3)$$

cuyo valor es 1 en el caso de polarización totalmente rectilínea, como ocurre para las ondas de volumen puras. Otra medida es el grado de planaridad p , que viene dado por:

$$p = 1 - \frac{2\lambda_3}{\lambda_1 + \lambda_2}$$

con $p=1$ para el caso de ondas Rayleigh al ser su movimiento elíptico.

Para la propagación de ondas P podemos determinar el acimut a partir del mayor vector propio, que suponemos que es u_1 , y que corresponde al mayor autovalor λ_1 . Si el vector u_1 tiene de componentes (u_{1N}, u_{1E}, u_{1Z}) , el acimut θ y el ángulo de incidencia ϕ vendrán dados por:

$$\theta = \text{tg}^{-1} \left[\frac{u_{1E}}{u_{1N}} \right] ; \quad \phi = \cos^{-1}(u_{1Z}) \quad (4.4)$$

Existen algunos métodos más para determinar el acimut a partir de la formación de la matriz de varianza-covarianza que han sido aplicados recientemente y que vamos a indicar muy brevemente. Magotra *et al*, (1987) proponen un método para calcular la orientación del eje radial o de propagación usando sólo las componentes horizontales y, mediante la componente vertical, resolver la ambigüedad de los 180° . Christoffersson *et al*, (1988) desarrollan un método de máxima verosimilitud en el que se construyen las matrices de varianza-covarianza de la señal y del ruido y se comparan, mediante la estadística de la distribución χ^2 , con los distintos giros realizados a la matriz de varianza-covarianza del registro. La comparación de los distintos métodos y su aplicación se analiza en Walck y Chael (1991) y Jarpe y Dowla (1991).

IV.2. Producto de componentes.

En el caso de una tierra no homogénea lateralmente y anisótropa, el movimiento de la partícula producido por las ondas sísmicas va a estar polarizado en tres dimensiones. Dado que el campo de ondas está formado por la superposición de distintos grupos: directas, reflejadas, refractadas, etc., se hace necesario, con objeto de determinar el acimut y ángulo de incidencia, realizar una separación e identificación de dichos grupos. Plesinger *et al*, (1986) han desarrollado un método que ajusta un sistema de coordenadas local, el cual permite, a partir de productos y sumas de sus componentes, obtener distintos parámetros sísmicos como, por ejemplo: el acimut, ángulos de incidencia, tiempos de llegada de las distintas fases, análisis de tipos de onda (P, SV, SH, Rayleigh) o la determinación de la duración de la señal. Este método ha sido aplicado por

los autores a los registros de banda ancha del dispositivo sísmico de Gräfenberg (Seidl, 1986), tanto para terremotos regionales como para telesismos.

A continuación vamos a exponer las características del método, si bien, en nuestro caso, lo aplicaremos, como el resto de los métodos anteriores, a sísmos regionales con los registros de tres componentes del dispositivo de Sonseca.

Consideremos una estación de tres componentes registrando los sismogramas $s_z(t)$, $s_E(t)$, $s_N(t)$ en un sistema dextrógiro orientado a las componentes vertical-este-norte con los vectores unitarios $\{e_z, e_E, e_N\}$. Consideremos, igualmente, el sistema local de la onda cuyos vectores unitarios $\{e_L, e_Q, e_T\}$ están definidos por los ángulos θ e ϕ . (Figura 4.4). El ángulo θ es el acimut inverso (estación-epicentro), que está comprendido entre 0 y 360 grados, y ϕ es el ángulo de incidencia entre los vectores del sistema local e_L y e_z , y su valor varía entre 0 y 90 grados.

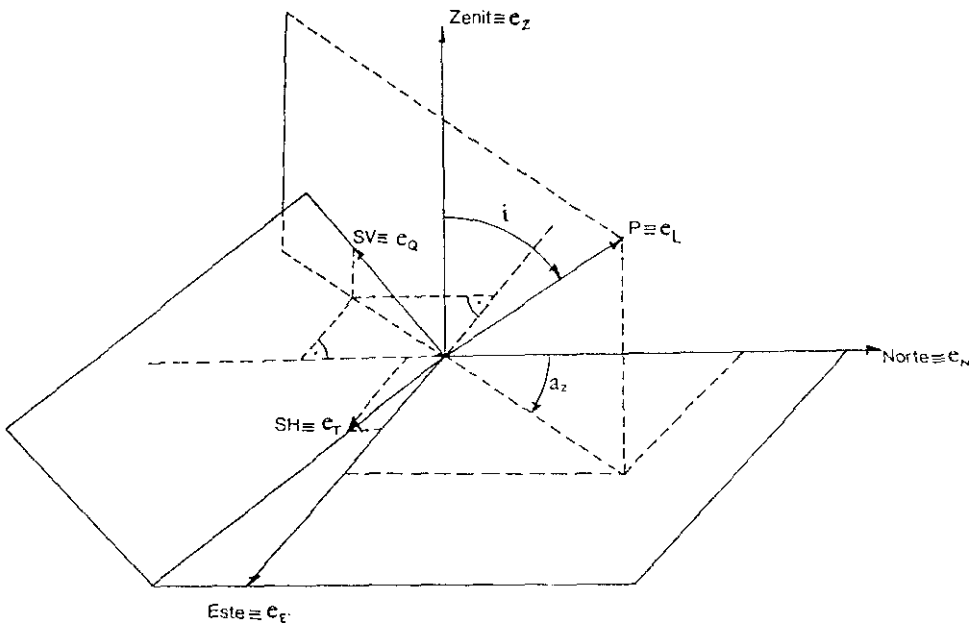


FIGURA 4.4 Representación del sistema de registro y del sistema local.

El vector unitario longitudinal del sistema local e_L , dirigido en la dirección de la onda P, está dado en el sistema de registro por:

$$\vec{e}_L = (\cos \phi, -\text{sen } \phi \cdot \text{sen } \theta, -\text{sen } \phi \cdot \cos \theta)$$

El vector unitario transversal e_T , en la dirección SH, viene dado por:

$$\vec{e}_T = (0, -\cos \theta, \text{sen } \theta)$$

El vector unitario transversal e_Q dirigido en la dirección SV, tiene de componentes en el sistema de registro:

$$\vec{e}_Q = (\text{sen } \phi, \cos \phi \cdot \text{sen } \theta, \cos \phi \cdot \cos \theta)$$

La transformación entre el sismograma $s = \{s_Z, s_E, s_N\}$, dado en el sistema de registro, y su correspondiente en el sistema local, que definimos por $u = \{u_L, u_Q, u_T\}$, viene dada por la relación matricial:

$$\begin{aligned} \begin{pmatrix} u_L \\ u_Q \\ u_T \end{pmatrix} &= \begin{pmatrix} \cos \phi & -\text{sen } \phi \cdot \text{sen } \theta & -\text{sen } \phi \cdot \cos \theta \\ \text{sen } \phi & \cos \phi \cdot \text{sen } \theta & \cos \phi \cdot \cos \theta \\ 0 & -\cos \theta & \text{sen } \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{pmatrix} = \\ &= M \begin{pmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (4.5)$$

La relación inversa será:

$$\begin{pmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{pmatrix} = M^T \begin{pmatrix} u_L \\ u_Q \\ u_T \end{pmatrix} \quad (4.6)$$

IV.2.1. Determinación del acimut.

Para determinar el acimut utilizamos un sistema de análisis girado respecto del sistema local haciendo $\phi=90^\circ$. El vector sismograma s es transformado al vector v en este sistema de análisis mediante la ecuación (4.5):

$$\begin{aligned} \begin{pmatrix} v_R \\ v_Z \\ v_T \end{pmatrix} &= \begin{pmatrix} 0 & -\text{sen } \theta & -\text{cos } \theta \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & -\text{cos } \theta & \text{sen } \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{pmatrix} = \\ &= \begin{pmatrix} -s_E \cdot \text{sen } \theta - s_N \cdot \text{cos } \theta \\ s_Z \\ -s_E \cdot \text{cos } \theta + s_N \cdot \text{sen } \theta \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (4.7)$$

donde v_R y v_T son las componentes radial y transversal y v_Z la componente vertical del vector sismograma v en el sistema de análisis. El ángulo θ será ahora el acimut inverso del eje v_R .

Si tenemos una onda P polarizada linealmente, con componente en el sistema local $u_L(t) \cdot e_L$, que llega a una estación con un ángulo de incidencia ϕ_0 y un acimut inverso θ_0 , el sismograma s en el sistema de registro será, según la ecuación (4.6):

$$\begin{pmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{pmatrix} = M^T \begin{pmatrix} u_L \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \text{cos } \phi_0 \\ -\text{sen } \phi_0 \text{ sen } \theta_0 \\ -\text{sen } \phi_0 \text{ cos } \theta_0 \end{pmatrix} u_L \quad (4.8)$$

y en el sistema de análisis, el sismograma v se obtendrá a partir de la ecuación (4.7):

$$\begin{bmatrix} v_R \\ v_Z \\ v_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\theta_0 - \theta) \operatorname{sen} \phi_0 \\ \cos \phi_0 \\ \operatorname{sen}(\theta_0 - \theta) \operatorname{sen} \phi_0 \end{bmatrix} u_L$$

Si hacemos los productos $v_T \cdot v_Z$ y $v_R \cdot v_Z$, éstos se podrán utilizar, como veremos posteriormente, como operadores para la determinación del acimut o para la discriminación de los distintos tipos de fases.

$$v_T \cdot v_Z = u_L^2 \operatorname{sen}(\theta_0 - \theta) \operatorname{sen} \phi_0 \cos \phi_0 \quad (4.9)$$

$$v_R \cdot v_Z = u_L^2 \cos(\theta_0 - \theta) \operatorname{sen} \phi_0 \cos \phi_0 \quad (4.10)$$

Consideremos ahora la onda SV, cuya componente en el sistema local es $u_Q(t) \cdot e_Q$. La ecuación (4.6) para ϕ_0 y θ_0 será:

$$\begin{bmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{bmatrix} = M^T \begin{bmatrix} 0 \\ u_Q \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \operatorname{sen} \phi_0 \\ \cos \phi_0 \operatorname{sen} \theta_0 \\ \cos \phi_0 \cos \theta_0 \end{bmatrix} u_Q \quad (4.11)$$

y el sismograma v será ahora:

$$\begin{bmatrix} v_R \\ v_Z \\ v_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\cos(\theta_0 - \theta) \cos \phi_0 \\ \operatorname{sen} \phi_0 \\ -\operatorname{sen}(\theta_0 - \theta) \cos \phi_0 \end{bmatrix} u_Q$$

y haciendo los operadores $v_T \cdot v_Z$ y $v_R \cdot v_Z$:

$$v_T \cdot v_Z = -u_Q^2 \operatorname{sen}(\theta_0 - \theta) \operatorname{sen} \phi_0 \cos \phi_0 \quad (4.12)$$

$$v_R \cdot v_Z = -u_Q^2 \cos(\theta_0 - \theta) \operatorname{sen} \phi_0 \cos \phi_0 \quad (4.13)$$

Como se puede apreciar, cuando el ángulo θ sea igual al acimut θ_0 , el producto $v_T \cdot v_Z$ se anulará, tanto para las ondas P como las SV.

Por último, para la onda SH, de componente $u_T(t) \cdot e_T$, se obtiene:

$$\begin{bmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{bmatrix} = M^T \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ u_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ -\cos \theta_0 \\ \text{sen } \theta_0 \end{bmatrix} u_T$$

y según (4.7):

$$\begin{bmatrix} v_R \\ v_Z \\ v_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\text{sen } (\theta_0 - \theta) \\ 0 \\ \cos(\theta_0 - \theta) \end{bmatrix} u_T$$

donde los operadores $v_T \cdot v_Z$ y $v_R \cdot v_Z$ son ahora nulos para todo valor de θ .

El operador $v_R \cdot v_Z$ puede ser usado como discriminador entre las ondas P, SH y SV. Según la ecuación (4.10), el producto $v_R \cdot v_Z$ es siempre positivo para las ondas P. Según (4.13), $v_R \cdot v_Z$ es siempre negativo para las ondas SV, y para las ondas SH, el operador es cero. Este operador producto puede también utilizarse, para el caso de dos dimensiones, para realzar la polarización de las fases P y SV mediante la introducción de un filtro, llamado REMODE (*Rectilinear motion detector*), definido a partir de la correlación cruzada entre v_R y v_Z (Kanasewich, 1990).

IV.2.2. Determinación del ángulo de incidencia.

Para la determinación del ángulo de incidencia, el sismograma s es transformado a un vector w referido a un sistema de ejes girado respecto del sistema local mediante $\phi' = \phi + 45^\circ$ y haciendo $\theta = \theta_0$. El nuevo vector w vendrá expresado, teniendo en cuenta la ecuación (4.5), por la relación:

$$\begin{pmatrix} w_L \\ w_Q \\ w_T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \phi' & -\text{sen } \phi' \cdot \text{sen } \theta_0 & -\text{sen } \phi' \cdot \cos \theta_0 \\ \text{sen } \phi' & \cos \phi' \cdot \text{sen } \theta_0 & \cos \phi' \cdot \cos \theta_0 \\ 0 & -\cos \theta_0 & \text{sen } \theta_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{pmatrix}$$

haciendo operaciones, y teniendo en cuenta el valor de v_R calculado por (4.7), quedará:

$$\begin{pmatrix} w_L \\ w_Q \\ w_T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} s_Z \cos \phi' + v_R \text{sen } \phi' \\ s_Z \text{sen } \phi' - v_R \cos \phi' \\ -s_E \cos \theta_0 + s_N \text{sen } \theta_0 \end{pmatrix} \quad (4.14)$$

Considerando la polarización de la onda P, el sismograma s tiene de componentes las dadas por la ecuación (4.8), que sustituidas en (4.14) nos darán los valores del vector w . En particular, las componentes en las direcciones L y Q serán:

$$w_L = u_L \cos(\phi_0 - \phi')$$

$$w_Q = u_L \text{sen}(\phi' - \phi_0)$$

donde hemos sustituido v_R por su valor de (4.7) para $\theta = \theta_0$. Si formamos el operador diferencia $w_L - w_Q$, éste valdrá para $\phi' = \phi + 45^\circ$:

$$w_L - w_Q = \sqrt{2} u_L \text{sen}(\phi_0 - \phi)$$

Usando ahora la onda SV, las componentes del vector s vienen dadas por la ecuación (4.11) y desarrollando de la misma forma que anteriormente, obtenemos las componentes L y Q:

$$w_L = u_Q \text{sen}(\phi_0 - \phi')$$

y formando el operador suma de estas componentes, obtenemos para $\phi' = \phi + 45^\circ$:

$$w_Q = u_Q \cos(\phi_0 - \phi)$$

$$w_L + w_Q = \sqrt{2} u_Q \operatorname{sen}(\phi_0 - \phi)$$

A partir de estos operadores, podemos apreciar como el operador diferencia $w_L - w_Q$ y el operador suma $w_L + w_Q$ tienen ceros en $\phi = \phi_0$ para ondas polarizadas P y SV, respectivamente, y por tanto nos van a permitir calcular el ángulo de incidencia aparente.

IV.3. Procesamiento de datos.

Para el análisis de la polarización en estaciones de tres componentes se ha realizado un único programa que contempla los tres métodos de obtención del acimut y ángulo de incidencia: composición del movimiento de la partícula, formación de la matriz de varianza-covarianza y producto de las componentes R-T-Z. Este programa, denominado 3CC, tiene el diagrama de flujo que aparece en las Figuras 4.5 y 4.6. Está diseñado para actuar de forma interactiva, pudiéndose repetir los procesos de cálculo e introducir parámetros externos.

La entrada al programa son las señales de las tres componentes, permitiendo seleccionar una determinada ventana de datos. También tiene la opción de variar la amplitud de la señal con objeto de observar claramente la dirección de los primeros impulsos e introducir su sentido (+ arriba, - abajo), eliminando así la ambigüedad de los 180°.

A continuación se calcula la energía para toda la ventana de datos, lo que nos dará una imagen de los tiempos de llegada de las distintas fases. Este parámetro lo hemos definido como:

$$E(I) = \sqrt{\sum_{J=1}^3 D^2(I, J)}$$

siendo J el índice de la componente, e I el índice temporal.

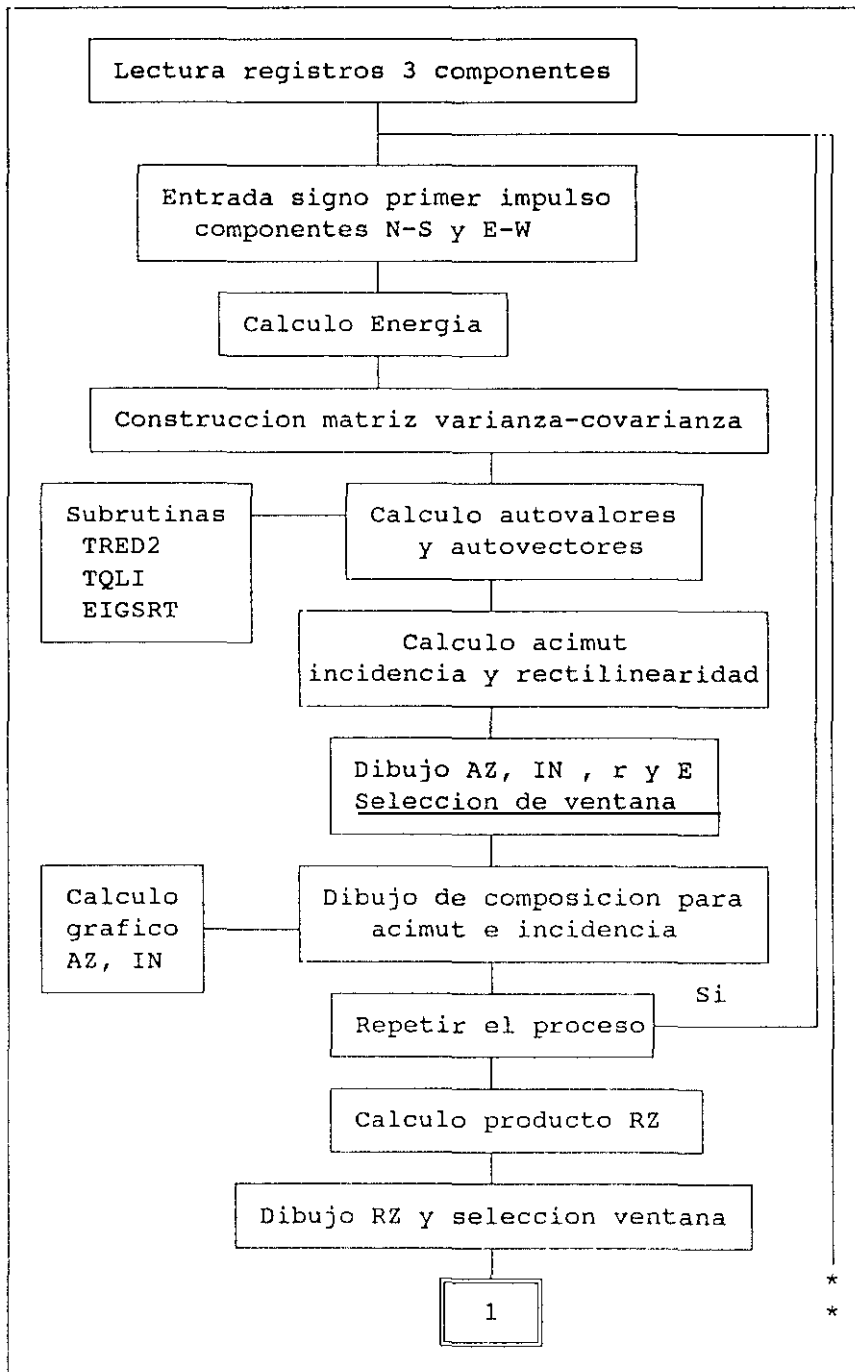


FIGURA 4.5 Diagrama de flujo del programa 3CC.

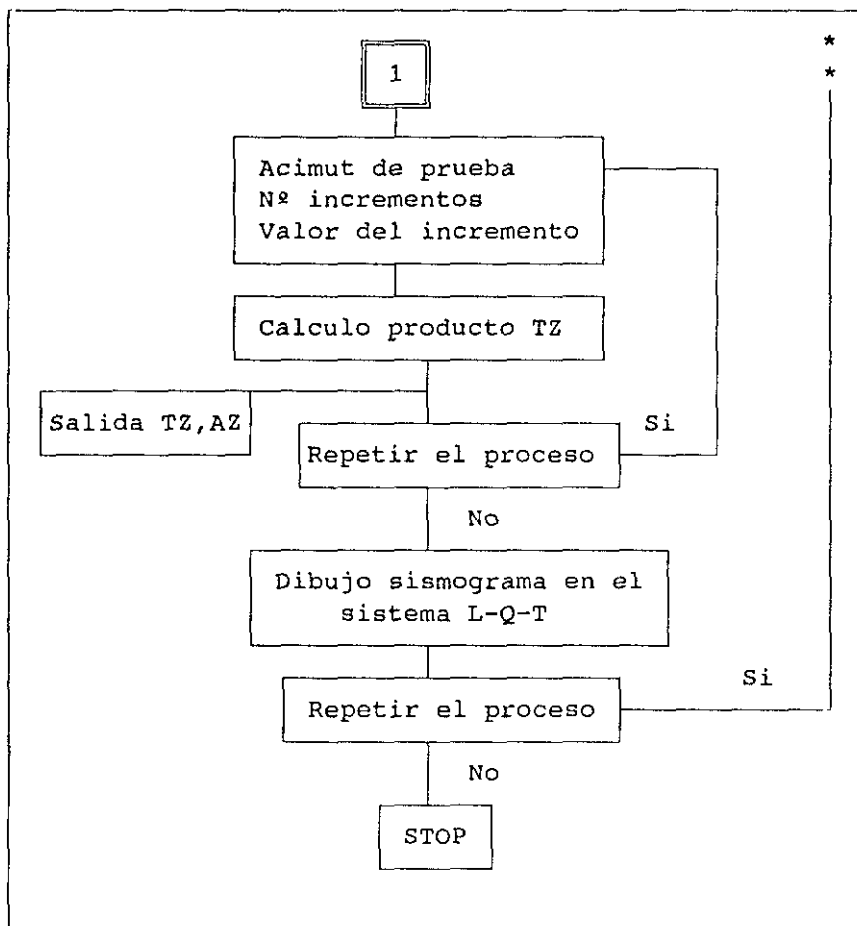


FIGURA 4.6 Diagrama de flujo del programa 3CC (Continuación).

El programa pasa a formar la matriz de varianza-covarianza (ecuación (4.1)) y a calcular, mediante la ecuación característica definida por (4.2), los valores y vectores propios. Para la determinación de éstos, se usan las subrutinas científicas TRED2, TQLI y ELGSRT (Press *et al*, 1989) y el cálculo se realiza para cada segundo con un solapamiento de medio segundo.

Obtenidos los autovalores y sus correspondientes autovectores, el mayor de éstos nos indica la dirección del acimut y ángulo de incidencia, que se resuelven mediante la ecuación (4.4). También se determina el grado de rectilinearidad, r , definido por (4.3). Con los datos anteriores, el programa presenta en pantalla la distribución en el tiempo de los valores de la energía y del

acimut, almacenándolos también en un fichero de salida.

Con objeto de realizar la composición del movimiento de la partícula, se usa la distribución anterior presentada en pantalla, a fin de seleccionar una ventana que recoja la fase mas pura de la onda P. Con los puntos de esta ventana se construye en primer lugar el diagrama de composición de la partícula en las componentes N-S y E-W, marcándose gráficamente la recta de mejor ajuste. Con este valor del acimut se determina la componente radial, apareciendo el diagrama en las componentes R-Z, calculándose, también de forma gráfica, el ángulo de incidencia. A partir de aquí el proceso se puede volver a repetir en caso de observar gran dispersión en los parámetros obtenidos.

El programa continua con el producto de las componentes. En primer lugar se halla el producto RZ a partir del acimut obtenido en el paso anterior. La distribución en el tiempo de este producto aparece en pantalla, permitiendo seleccionar una ventana que contenga la fase de la onda P. Dentro de esta ventana, el programa requiere un acimut de prueba con objeto de calcular el producto TZ para un abanico de acimutes centrado en él. Los valores del acimut y TZ aparecen en pantalla y se almacenan, lo que permite observar cuando el producto TZ cambia de signo al variar el acimut. Este proceso es posible repetirlo para otros acimutes de prueba e intervalos mas reducidos, a fin de converger hacia el verdadero acimut.

A continuación, el programa dibuja las tres componentes del sismograma en el sistema local de la onda L-Q-T, con lo que se pueden diferenciar las amplitudes en cada una de sus componentes y analizar los resultados obtenidos.

Por ultimo, todo el proceso puede ser repetido de nuevo con objeto de ir mejorando los resultados.

CAPITULO V

DATOS USADOS

En este capítulo vamos a hacer una descripción de los datos usados para la aplicación posterior de los métodos indicados en los capítulos anteriores. Estos datos van a consistir, por un lado, en las redes sísmicas, con su configuración y características y, por otro, en los sismos, tanto regionales como lejanos.

V.1. Redes sísmicas.

V.1.1. Red Sísmica Nacional.

La Red Sísmica del Instituto Geográfico Nacional puede subdividirse en tres grupos de estaciones. El primero estaría compuesto por los Observatorios Geofísicos clásicos que empezaron a establecerse durante las primeras décadas de este siglo. En la actualidad a este grupo pertenecen los Observatorios de Toledo (Digital World Wide Seismic Station Network), Málaga (World Wide Seismic Station Network), Alicante, Almería y Santiago. El segundo grupo lo constituye la Red Sísmica Nacional (RSN) propiamente dicha, compuesta por una instrumentación uniforme distribuida a través de todo el territorio nacional y conectada en tiempo real a un Centro de Recepción de Datos en Madrid. Por último, el tercer grupo es la Red Sísmica de Canarias, de características análogas a la Red Nacional. En el presente trabajo sólo se usan los datos provenientes de la Red Sísmica Nacional, por lo que vamos a describir brevemente las características específicas de esta red.

La RSN es una red telemétrica de corto período que cubre todo el territorio nacional peninsular, las Islas Baleares y el norte de Africa. Actualmente la red tiene 27 estaciones (Figura 5.1) que envían la señal telemetricamente en FM a través de líneas telefónicas a un Centro de Recepción de Datos (CRD) en Madrid. En la Tabla V.1 están reseñadas las coordenadas geográficas de las estaciones.

TABLA V.1
ESTACIONES DE LA RED SISMICA NACIONAL

CÓDIGO	SITUACIÓN	LATITUD	LONGITUD	AÑO
ACU	Canalobre.A	38 30.63 N	00 24.68 W	1985
EALH	Alhama.MU	37 51.43 N	01 25.23 W	1986
EBAN	Baños Encina.J	38 09.86 N	03 47.14 W	1986
ECHE	Chera.V	39 35.45 N	00 58.06 W	1986
ECOG	Cogollos.GR	37 16.63 N	03 33.98 W	1990
ECRI	Cripan.VI	42 36.53 N	02 30.60 W	1986
EGRA	Graus.HU	42 11.35 N	00 19.65 E	1990
EGUA	Guajares.GR	36 50.02 N	03 33.92 W	1991
EHOR	Hornachuelos.CO	37 49.39 N	05 14.88 W	1985
EHUE	Huescar.GR	37 48.89 N	02 35.56 W	1990
EJIF	Jimena.CA	36 27.08 N	05 28.13 W	1987
ELUQ	Luque.CO	37 33.63 N	04 16.07 W	1992
EMEL	Melilla	35 18.00 N	02 57.40 W	1988
EMON	Mondoñedo.LU	43 26.17 N	07 19.79 W	1988
ENIJ	Nijar.AL	36 58.29 N	02 12.42 W	1985
EPLA	Plasencia.CC	40 04.00 N	06 04.75 W	1985
EPRU	Pruna.SE	36 57.96 N	05 13.88 W	1986
EROQ	Roquetas.T	40 49.20 N	00 24.47 E	1987
ERUA	La Rua.OR	42 23.56 N	07 08.55 W	1987
ESEL	Selva.PM	39 45.93 N	02 53.50 E	1988
ETER	Terrades.GE	42 18.08 N	02 51.58 E	1988
ETOR	Torete.GU	40 49.17 N	02 03.31 W	1988
EVAL	Valverde.H	37 35.05 N	06 44.86 W	1985
EVIA	Vianos.AB	38 38.22 N	02 30.25 W	1985
EZAM	Zamans.PO	42 08.94 N	08 41.70 W	1986
GUD	Guadarrama.M	40 38.57 N	04 09.24 W	1979
STS	Santiago.C	42 53.16 N	08 33.15 W	1971

Los datos de todos los canales son demodulados en el CRD y enviados a los registradores y al Sistema de Adquisición de Datos, donde la señal es digitizada y, mediante un algoritmo de detección y unos criterios de disparo, almacenada en soporte magnético (Instituto Geográfico Nacional, 1991).

Cada estación de campo está compuesta por un sismómetro, modelo SS.1 de Kinemetrics, de componente vertical de 1 Hz. y una caja de telemetría que contiene el amplificador, filtros, VCO y los módulos de calibración. (Figura 5.2).

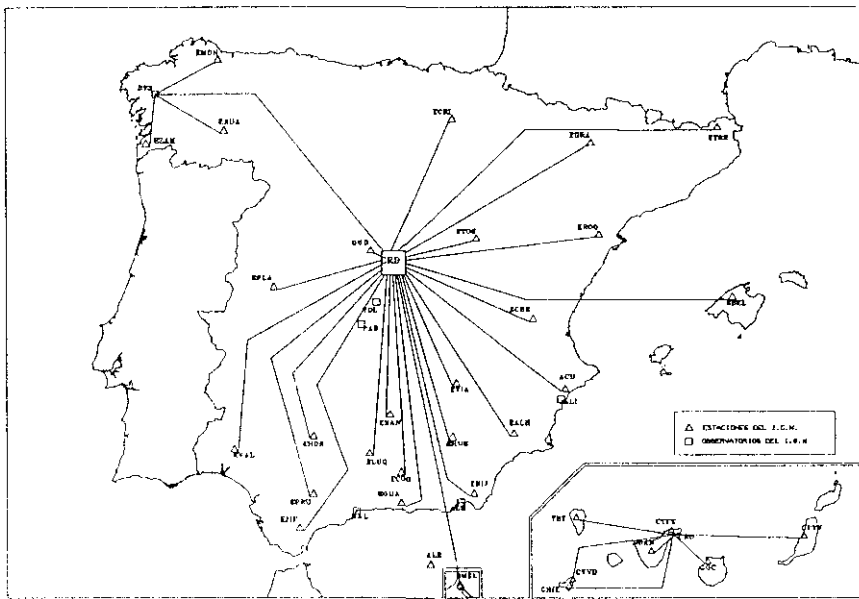


FIGURA 5.1 Estaciones sísmicas y Observatorios de la RSN.

El Centro de Recepción de Datos está compuesto de un armario de discriminadores, armarios de registro y un armario con el sistema de adquisición de datos. Los discriminadores transforman la señal de entrada, modulada en frecuencia, en variaciones en voltaje que representan la información original de la señal. Los registradores permiten visualizar la señal analógica en papel térmico a una velocidad comprendida entre 7.5 y 120 mm. por minuto y con una duración del registro desde 12 horas a 8 días.

Tanto los discriminadores como el sistema de adquisición reciben las señales de tiempo UTC mediante un receptor de señales horarias del satélite

GOES de la agencia NOAA. Una salida del reloj de 60 Hz sirve de base para controlar la velocidad de los registradores. El sistema de adquisición de datos tiene un convertidor analógico/digital de 12 bits de resolución que transforma la señal analógica en digital para su posterior tratamiento mediante un programa de adquisición. El sistema de registro digital se realiza en armario de cinta de nueve pistas con una densidad de 1600 bpi. Los datos se graban en formato especial, pudiéndose obtener cualquier otro tipo de formato para su uso posterior.

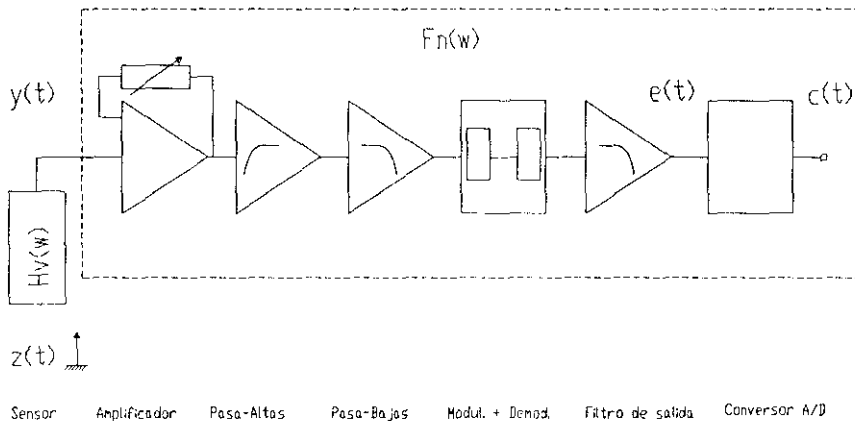


FIGURA 5.2 Diagrama general de una estación sísmica.

V.1.2. Dispositivo Sísmico de Sonseca.

El Dispositivo Sísmico de Sonseca, situado en la provincia de Toledo, fue instalado en la década de los años cincuenta por el Centro de Aplicaciones Técnicas del Gobierno de los Estados Unidos, con objeto de controlar, a partir de técnicas sismológicas, las explosiones de carácter nuclear. Actualmente, las instalaciones están siendo transferidas al Gobierno Español a través del Instituto Geográfico Nacional.

El dispositivo consta de 19 estaciones sísmicas de corto período y componente vertical, más una estación de banda ancha de tres componentes, distribuidas ambas en un diámetro de unos 9 km. En la actualidad se está procediendo a la instalación de seis nuevas estaciones de largo período, situadas en forma circular alrededor de Sonseca, abarcando un diámetro próximo a los 35

km. (Figura 5.3 y Tabla V.2).

TABLA V.2
ESTACIONES DEL DISPOSITIVO SISMICO DE SONSECA

EST	U. T. M.		GEOGRÁFICAS				PROF			
	X	Y	LATITUD N		LONGITUD W		P	S		
ES01	418.858	4.391.799	39	40	17.34	3	56	45.69	61	29
ES02	419.896	4.392.547	39	40	41.96	3	56	02.45	61	29
ES03	420.059	4.391.351	39	40	03.22	3	55	55.07	61	29
ES04	419.285	4.390.186	39	39	25.20	3	56	27.03	61	29
ES05	417.862	4.390.936	39	39	49.03	3	57	27.07	61	29
ES06	418.466	4.392.412	39	40	37.11	3	57	02.39	61	29
ES07	418.500	4.393.696	39	41	18.76	3	57	01.53	61	29
ES08	420.805	4.394.231	39	41	36.90	3	55	25.02	30	29
ES09	422.975	4.392.626	39	40	45.55	3	53	53.24	30	29
ES10	422.698	4.390.395	39	39	33.10	3	54	03.93	30	29
ES11	421.190	4.389.378	39	38	59.62	3	55	06.75	30	29
ES12	419.217	4.388.294	39	38	23.79	3	56	29.08	30	29
ES13	417.241	4.389.576	39	39	04.69	3	57	52.53	30	29
ES14	415.313	4.389.793	39	39	11.06	3	59	13.51	30	29
ES15	414.311	4.391.173	39	39	55.47	3	59	56.20	30	29
ES16	414.859	4.393.679	39	41	16.92	3	59	34.39	30	29
ES17	416.725	4.395.165	39	42	05.79	3	58	16.72	30	29
ES18	418.747	4.396.231	39	42	41.05	3	56	52.29	30	29
ES19	423.040	4.395.129	39	42	06.75	3	53	51.58	30	27
ESLA	417.520	4.392.257	39	40	31.74	3	57	42.05	-	-
ESLB	413.090	4.410.873	39	50	33.89	4	00	56.82	-	-
ESLC	430.496	4.405.528	39	47	46.31	3	48	42.46	-	-
ESLD	432.800	4.384.964	39	36	40.02	3	46	58.07	-	-
ESLE	416.435	4.373.723	39	30	30.26	3	58	19.16	-	-
ESLF	399.655	4.383.781	39	35	50.00	4	10	07.15	-	-
ESLG	397.736	4.400.303	39	44	44.98	4	11	36.81	-	-
REPE	415.869	4.402.518	39	46	03.96	3	58	56.04	-	-

Nota: La profundidad está dada en metros y se refiere a la longitud que mide el pozo(P) donde está instalado el sismómetro (S).

Los sismómetros de corto período son del modelo 23900 Geotech y el de banda ancha KS3600 Geotech. Ambos tipos de sismómetros están preparados para su instalación en pozos a una profundidad de unos treinta metros.

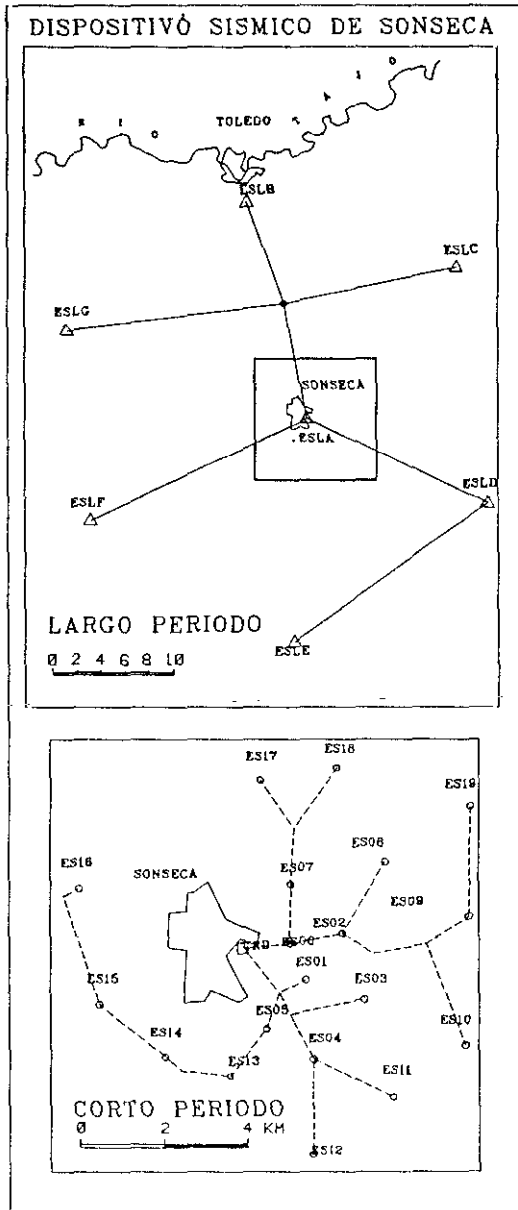


FIGURA 5.3 Situación de las estaciones de largo y corto período del Dispositivo Sísmico de Sonseca. La estación ESLA tiene instrumentación de banda ancha.

La señal es digitizada en la estación (16 bits) y enviada por cable a un Centro de Recepción de Datos situado en Sonseca. El muestreo es de 20 muestras por segundo para el corto período y de 1 Hz. para el largo período. Asimismo, el CRD envía la alimentación por cable a cada una de las estaciones, mientras que la nueva red de largo período tiene baterías y paneles solares.

Los 19 canales de corto período, más otros 6 canales correspondientes a las tres componentes de corto y largo período obtenidas de la estación de banda ancha, son enviadas, a través de una línea telefónica de alta densidad (9.600 bps), al Instituto Geográfico Nacional en Madrid donde se realiza sistemáticamente la adquisición y análisis de los datos mediante estaciones de trabajo SUN. El proceso incluye un sistema *'on-line'* mediante una estación SUN 4/480S-32 en el que se realiza, en tiempo real, la adquisición, detección y formación de una base de datos. El sistema *'off-line'*, con una estación SUN 3/80FM-16, permite realizar el análisis de los datos de forma interactiva.

Para la realización del procesamiento de los datos del dispositivo se han considerado como coordenadas de las estaciones un sistema rectangular de ejes (Tabla V.3) referidos como origen a la estación ESLA. La Figura 5.4 representa la distribución de las estaciones en este sistema rectangular.

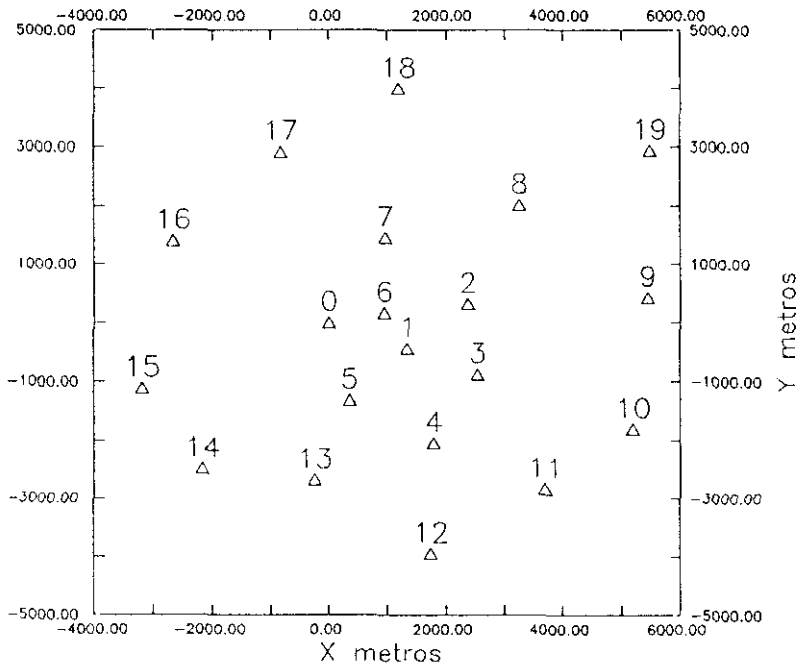


FIGURA 5.4 Configuración del Dispositivo Sísmico de Sonseca.

TABLA V.3
COORDENADAS RECTANGULARES DE LAS ESTACIONES

EST	X	Y
	En metros	
ES01	1340.6	-0444.5
ES02	2367.8	0316.9
ES03	2543.9	-0880.9
ES04	1784.4	-2054.9
ES05	0356.8	-1319.2
ES06	0943.5	0165.9
ES07	0964.0	1452.6
ES08	3258.5	2012.9
ES09	5439.5	0426.8
ES10	5185.6	-1810.6
ES11	3692.2	-2844.9
ES12	1734.9	-3950.7
ES13	-0248.2	-2688.4
ES14	-2173.3	-2490.4
ES15	-3187.5	-1119.3
ES16	-2670.4	1396.4
ES17	-0823.7	2904.9
ES18	1182.9	3995.2
ES19	5478.7	2934.2
ESLA	0000.0	0000.0

De gran interés nos resultará analizar el comportamiento del dispositivo de Sonseca. Veamos en primer lugar el comportamiento del dispositivo a la formación del haz orientado a partir de los retardos a cada estación. Para ello calculamos, para cada dirección del frente de onda y una velocidad aparente dada, el retardo a la primera y última estación que es atravesada por el frente. Este cálculo lo realizamos respecto de la estación ESLA, considerada como centro de referencia. El valor absoluto de la suma de estos dos retardos lo representamos en la Figura 5.5 en función de la orientación del haz, para las velocidades aparentes de 3 a 9 km/s (C. Lopez Moreno, comunicación personal). Esta figura nos indica que en las orientaciones de 70° y 250° los tiempos de retardo TR son los mas elevados, para todo el rango de velocidades, por lo que en estas direcciones el dispositivo tiene mayor poder de resolución en la formación del haz. Por el contrario, las direcciones perpendiculares serfan la de menor resolución.

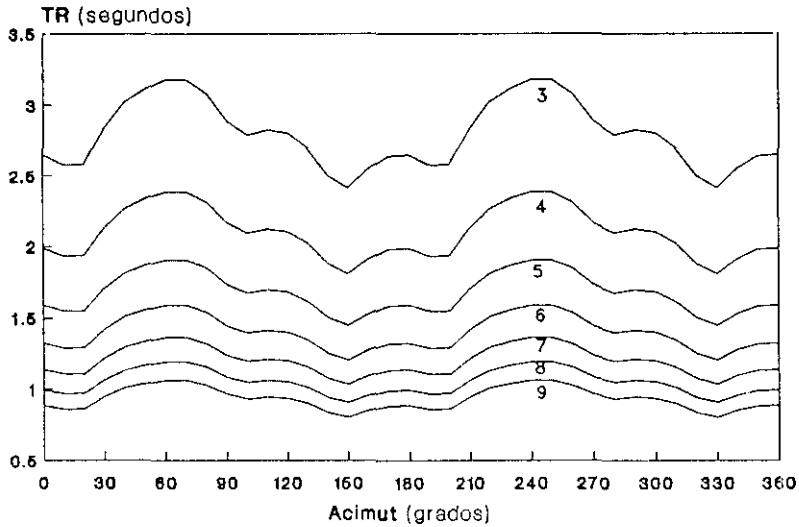


FIGURA 5.5 Distribución del valor absoluto de la suma de los retardos a la primera y última estación en función de la orientación del haz, para las velocidades aparentes de 3 a 9 km/s.

La geometría del dispositivo, así como el muestreo de la señal, imponen la existencia de una frecuencia de Nyquist tanto espacial como temporal. La clásica frecuencia temporal de Nyquist está definida por:

$$f_N = \frac{1}{2T_s}$$

siendo T_s el intervalo temporal de muestreo. La frecuencia espacial de Nyquist viene definida a partir del número de onda como:

$$k_N = \frac{1}{2X_s}$$

donde X_s es el intervalo espacial de estaciones (Kanasewich, 1990).

En nuestro caso obtenemos una frecuencia temporal de Nyquist de 10 Hz. Para la frecuencia k_N debemos tener en cuenta que el intervalo entre

estaciones no es regular por lo que tomamos como valor del intervalo la distancia mínima de estaciones, $X_s=728,2$ m, y por tanto $k_N=0.687$ km⁻¹. Con estos valores de Nyquist, la velocidad aparente máxima sería de 15 km/s, lo que implicaría para las ondas P una distancia máxima de 6000 km. El hecho que los sensores no estén regularmente espaciados previene sobre la formación de *aliasing* espacial (Fletcher *et al*, 1992).

También es importante analizar el comportamiento del dispositivo en el dominio del número de onda. Para ello recordemos el apartado III.4.2 donde se definió la función ventana $W(\bar{k})$ mediante la ecuación (3.40). Esta función ventana, independiente de la frecuencia y función de la posición de los sensores, nos dará la respuesta del dispositivo en el dominio del número de onda. La representación de esta respuesta, pasada a decibelios con máximo cero, está ilustrada en la Figura 5.6 para una ventana de $|\bar{k}| = 1.20$ km⁻¹, doble de la de Nyquist, y en la Figura 5.7 para una ventana más estrecha de 0.3 km⁻¹.

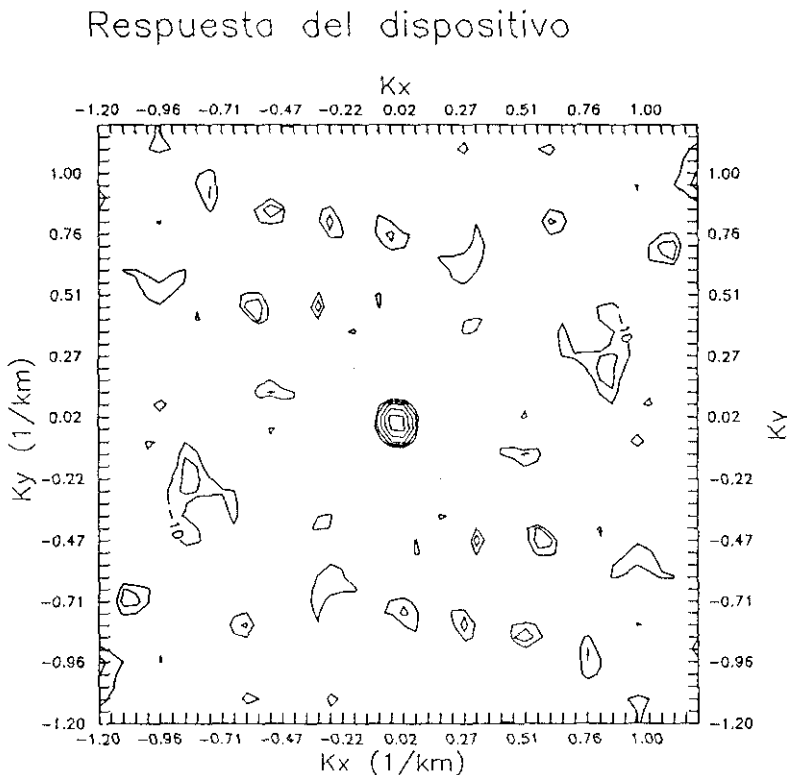


FIGURA 5.6 Respuesta del Dispositivo Sísmico de Sonseca en el espacio del número de onda.

El lóbulo máximo que aparece en el centro es menor que los correspondientes a los dispositivos del NORESS (Ingate *et al*, 1985) y del GERESS (Harjes, 1990), debido a una mayor apertura de Sonseca.

Se puede apreciar que para valores de $|\vec{k}|$ inferiores a 0.5 km^{-1} la respuesta del dispositivo es mejor, observándose además como a partir de 0.7 km^{-1} aparecen ya valores de -10 dB .

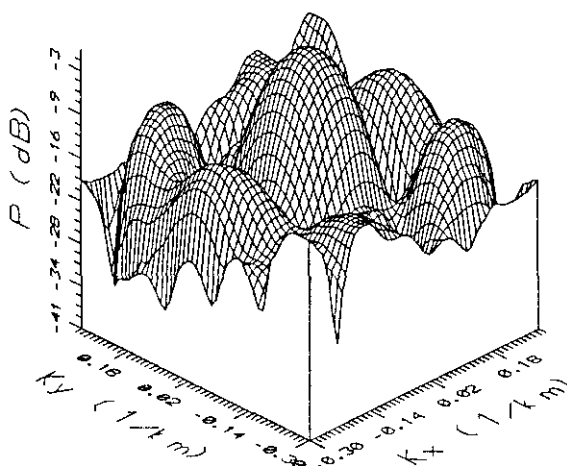


FIGURA 5.7 Respuesta del Dispositivo Sísmico de Sonseca para una ventana del número de onda de 0.3 km^{-1} .

Para el análisis de polarización con estaciones de tres componentes vamos a usar las componentes de corto período de la estación de banda ancha ESLA. En la Figura 5.8 hemos representado el espectro del ruido diurno para estas tres componentes, donde apreciamos unos valores más altos en la componente vertical en el rango de frecuencias de interés, existiendo además un pico para las tres componentes alrededor de 6 Hz , ruido que debe estar originado a distancias muy próximas a la estación.

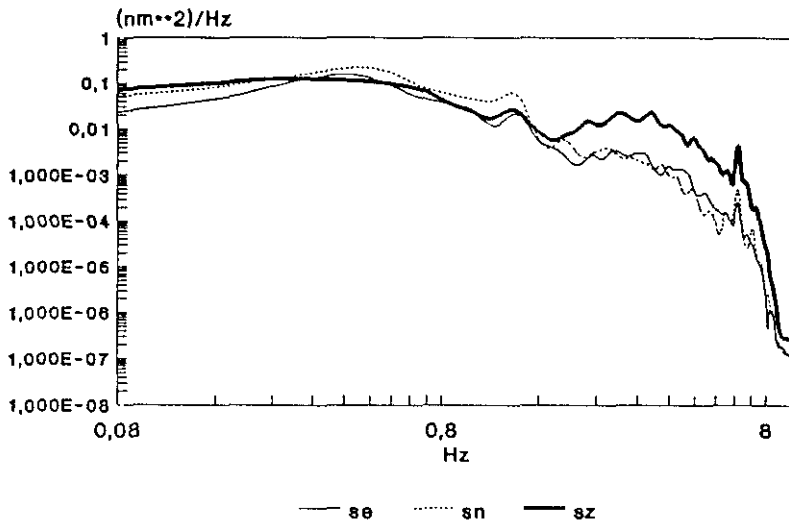


FIGURA 5.8 Espectro del ruido en las componentes de corto período en la estación ESLA del Dispositivo de Sonseca. Datos del día 17 de Marzo de 1992 a las 12^h TUC.

V.2. Telesismos.

Con objeto de aplicar el método de diferencias de tiempos de llegada a la determinación epicentral de sismos lejanos (Cap. VI), se han considerado los telesismos registrados por las estaciones de corto período de la R.S.N. durante los años 1988 y 1989. El número total de telesismos registrados ha sido de 307 , recogiendo el Apéndice 1 los parámetros de localización y magnitud según la determinación de epicentros realizada por el NEIC (National Earthquake Information Center).

Del total de telesismos se han eliminado aquellos cuya distancia epicentral a la estación más cercana es superior a los 11.000 kilómetros, aproximadamente 102° , es decir, aquellos sismos cuya primera llegada no corresponde a una onda P, sino a la fase PKP. También se han eliminado los telesismos registrados en menos de cuatro estaciones. Estos sismos eliminados aparecen en el Apéndice 1 con un asterisco y se han incluido con objeto de valorar la proporción de éstos respecto del total. Realizada esta primera selección, la muestra de telesismos queda reducida a 222 terremotos. La Figura 5.9 representa la localización epicentral sobre media esfera terrestre en proyección acimutal equidistante centrada en Madrid.

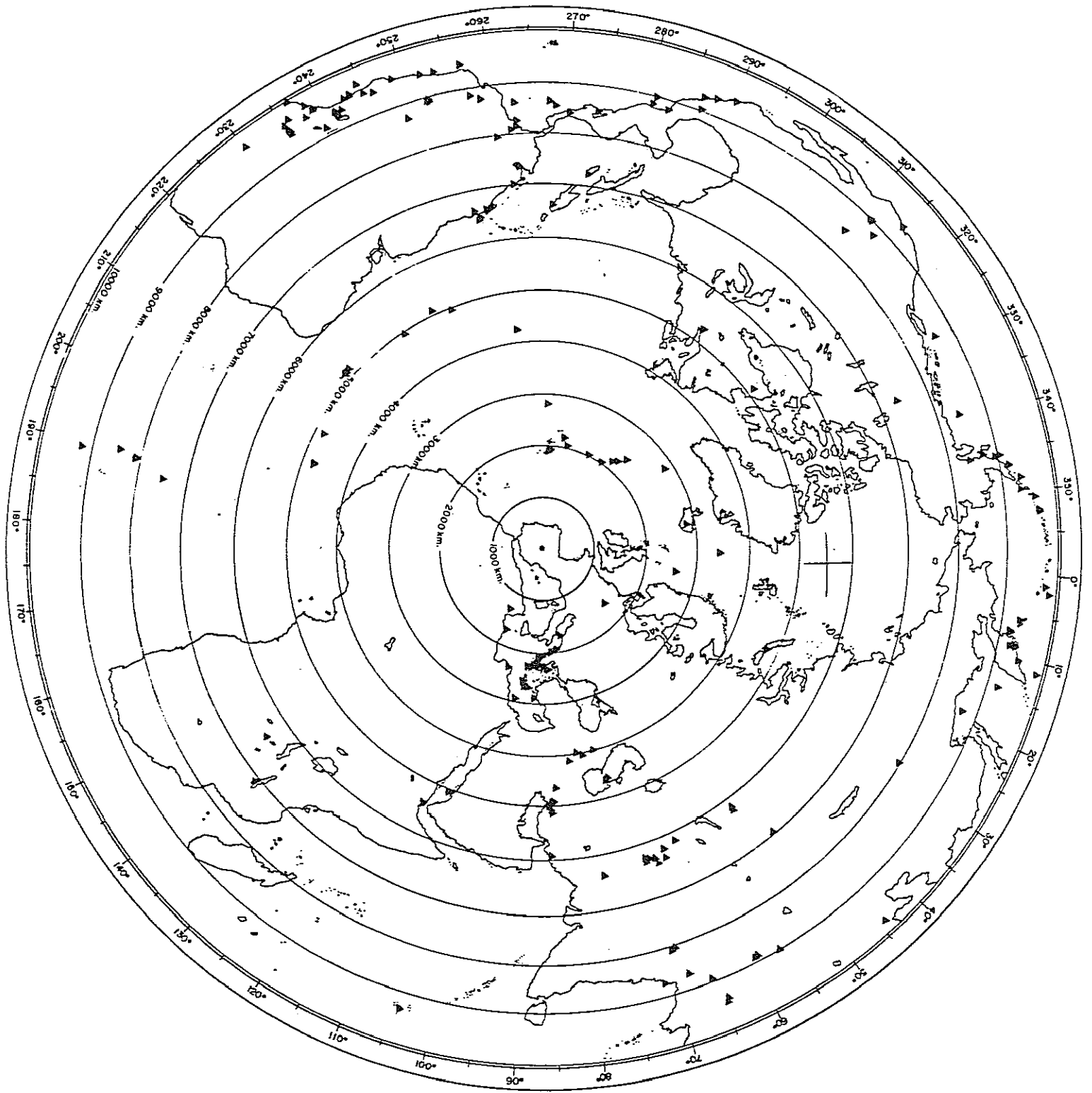


FIGURA 5.9 Localización de los sismos lejanos.(Proyección acimutal equidistante).

La Figura 5.10 muestra la distribución del número de sismos en función de su distancia epicentral. Como se puede apreciar el máximo número de sismos registrados corresponde a la distancia epicentral comprendida entre 9000 y 9500 km., franja en la que se hallan situadas regiones de gran actividad sísmica como California, Méjico occidental, parte de la Cordillera de los Andes o las Islas Aleutianas. Además, en el intervalo entre los 8.000 y 10.000 km están localizados el 46% del total de sismos detectados.

En la Figura 5.11 se refleja la distribución del número de sismos en relación con su acimut estación-epicentro. Los dos máximos observados, el primero situado entre los 60° y 105° corresponde, entre otras, a las regiones del Mediterráneo oriental, sur de la U.R.S.S., Iran y cordillera del Himalaya. El otro máximo, entre los 225° y 270°, abarca la dorsal Atlántica y la mayor parte de América del Sur.

La relación entre el número de sismos y el número de estaciones que los han registrado se pone de manifiesto en la Figura 5.12. Es de resaltar el hecho de que la mayoría de los terremotos no hayan sido registrados por todas las estaciones, circunstancia que es debida a que la R.S.N. ha ido aumentando el número de estaciones en funcionamiento durante el período 1988-89. También hemos de señalar que las condiciones locales de cada estación influyen notablemente en los registros y para aquellos telesismos de magnitud media, se han eliminado las estaciones cuya señal no ofrecía garantías para efectuar una buena lectura.

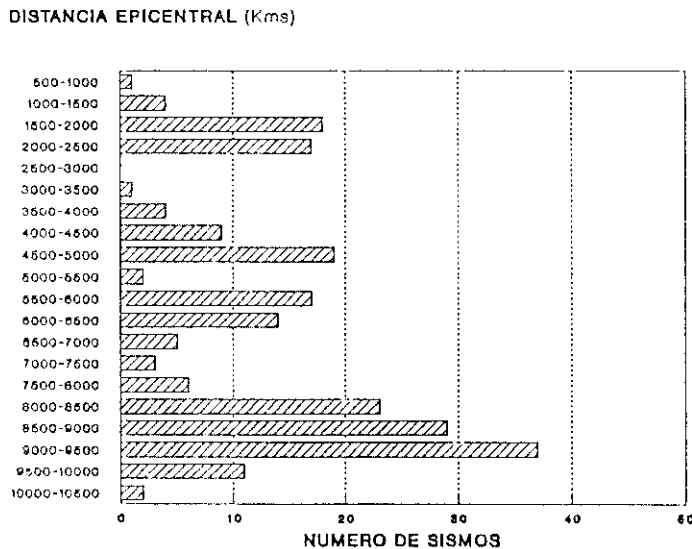


FIGURA 5.10 Distribución del número de telesismos en función de la distancia epicentral.

ACIMUT (Grados)

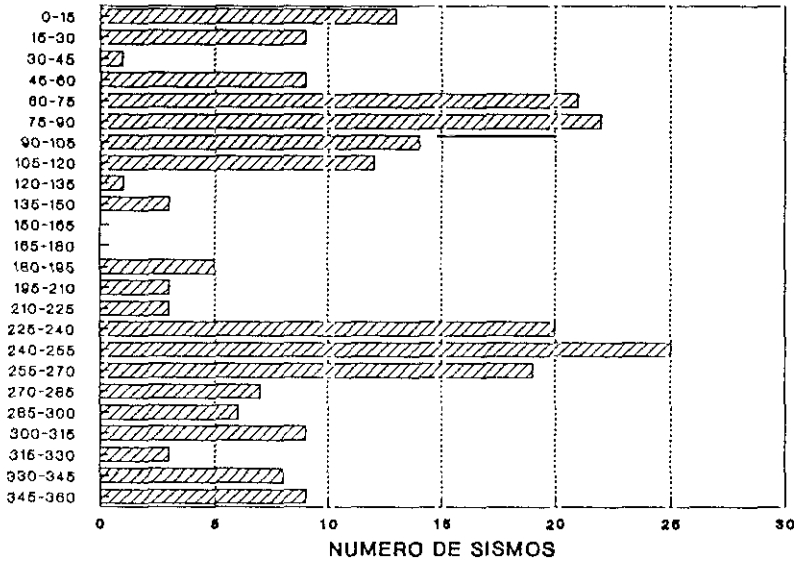


FIGURA 5.11 Distribución del número de telesismos en función del acimut.

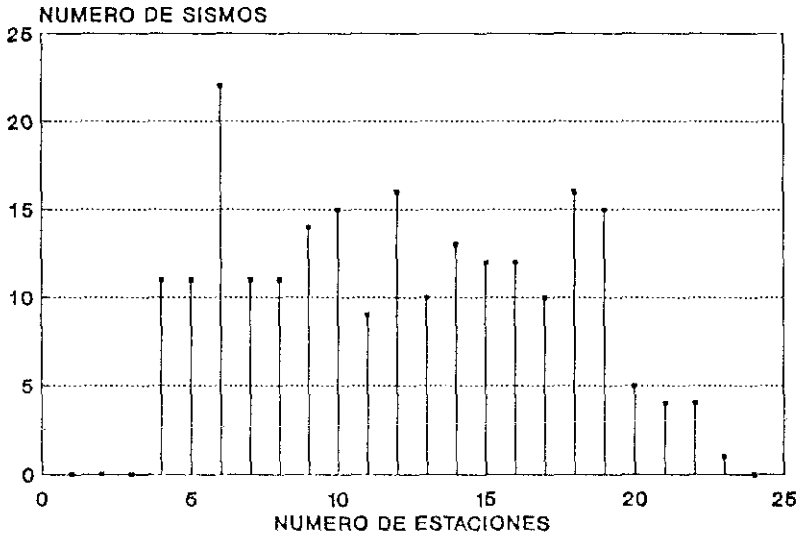


FIGURA 5.12 Distribución del número de telesismos en función del número de estaciones.

V.3. Sismos regionales.

Los métodos de determinación del acimut y de la velocidad aparente indicados en los Capítulos II, III y IV van a ser aplicados al caso de sismos regionales registrados en el Dispositivo Sísmico de Sonseca. Debido a la disponibilidad de los datos, no se ha podido considerar un conjunto de sismos regionales que abarquen un período de tiempo homogéneo, por lo que la muestra seleccionada contiene de forma discontinua sismos de los años 1989, 1990 y 1991. En total hemos dispuesto de 53 terremotos cuyas soluciones, dadas por la Red Sísmica Nacional, aparecen reflejadas en el Apéndice 2 y cuya distribución espacial se representa en la Figura 5.13. Aunque la muestra de sismos es relativamente pequeña, si resulta representativa de la sismicidad de la Península. Asimismo, las distancias epicentrales a la Estación de Sonseca y sus acimutes están indicados en el Apéndice 3.

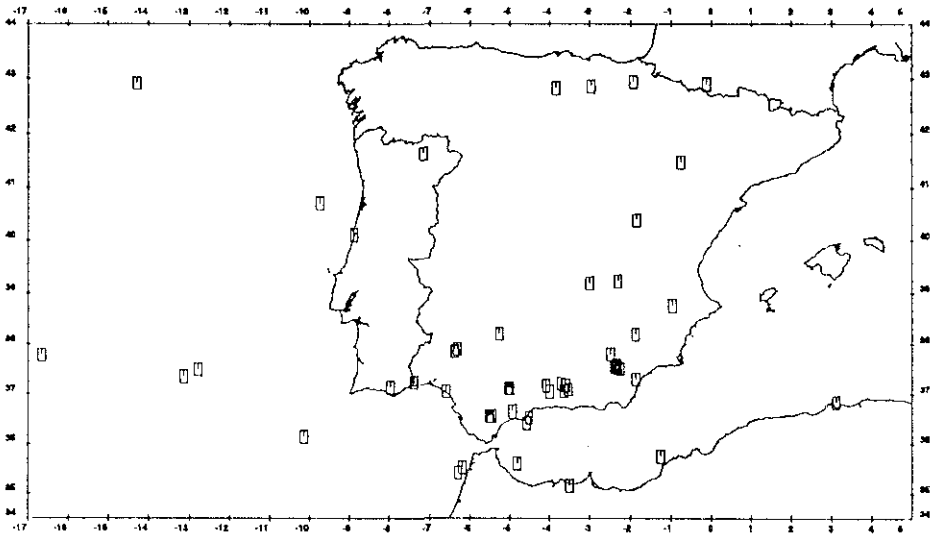


FIGURA 5.13 Localización de los sismos regionales.

La Figura 5.14 muestra el número de sismos en función de su distancia epicentral, con un máximo entre los 200 y 300 kms. que corresponden

a la sismicidad ocurrida en las provincias de Granada y Almería. Respecto a la distribución en acimut, en la Figura 5.15 se aprecia la dirección SE a SW como la predominante, lo que está de acuerdo con los índices de sismicidad de la Península Ibérica. Por otro lado observamos como el mayor número de sismos está próximo al acimut de 160° , dirección que vimos anteriormente como más desfavorable en el dispositivo de Sonseca para la resolución en la formación del haz orientado.

En relación con la magnitud, la Figura 5.16 refleja los valores de la magnitud en función de la distancia. Como se puede apreciar la magnitud 2.0 aparece como el umbral mínimo a una distancia entre 200-300 kms., llegando a una magnitud mínima próxima a 3.5 entre 800 y 1000 kms.

DISTANCIA EPICENTRAL (Kms)

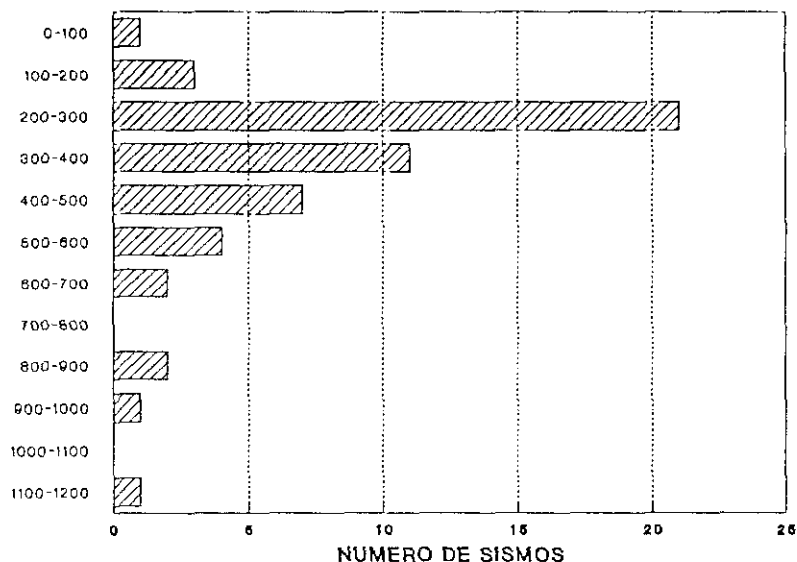


FIGURA 5.14 Distribución del número de sismos regionales en función de la distancia epicentral.

ACIMUT (Grados)

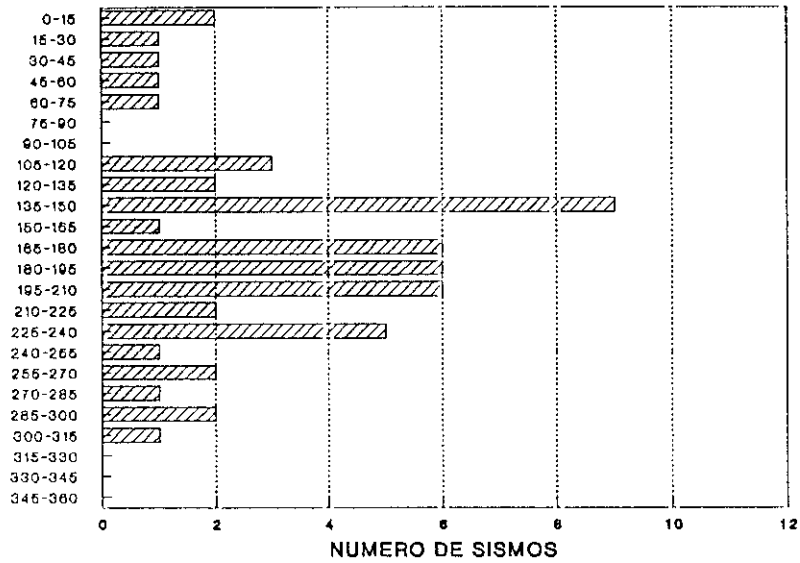


FIGURA 5.15 Distribución del número de sismos regionales en función del acimut.

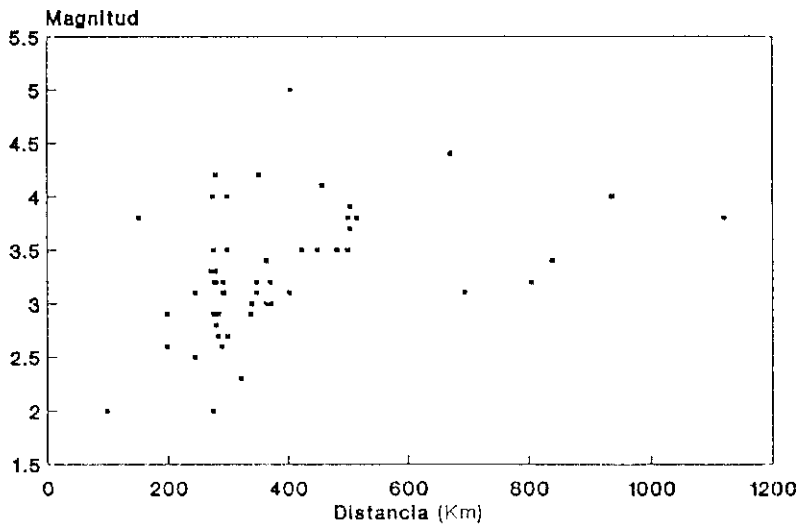


FIGURA 5.16 Relación entre la magnitud y la distancia epicentral para los sismos regionales.

CAPITULO VI

APLICACION A REDES REGIONALES.

El método de diferencias de tiempos de llegada expuesto en el Capítulo II para el cálculo epicentral a partir de la determinación del acimut y la velocidad aparente, ha sido aplicado a las observaciones obtenidas por las estaciones de la RSN. Estos datos han consistido en los tiempos de llegada de la onda P de los sismos lejanos que han sido reseñados en el apartado V.2.

El cálculo del acimut y de la velocidad aparente se ha realizado mediante el programa EPIAZ, el cual proporciona estos valores y sus correspondientes errores estandard, covarianza y RMS. Todos estos parámetros calculados para los 222 telesismos que se han usado están especificados en el Apéndice 4.

La distribución de los errores estandard obtenidos de la velocidad aparente, acimut, covarianza y RMS, se han representado en las Figuras 6.1, 6.2, 6.3 y 6.4 en función del número de sismos para cada uno de los intervalos de clase de los errores. Como se puede apreciar, los errores estandard del acimut son en un 73% inferiores a 2.0 grados, los de la velocidad aparente no superan los 0.5 km/s en el 78% de la muestra, la covarianza es inferior a $6 \cdot 10^{-3}$ para un 74% de los sismos y el RMS presenta un limite superior de 1.5 seg. para un 76% de los casos.

La causa principal de que estos errores estandard sean elevados en algunos casos, está motivada por la existencia de una relación directa entre éstos y el número de estaciones, como se pone de manifiesto en la Figura 6.5 para el caso del acimut, donde se aprecia un aumento de sus errores para un número de estaciones inferior a 10. Esta dependencia es lógica si consideramos que el cálculo está basado en un proceso por mínimos cuadrados, donde los

errores dependen del número de ecuaciones de condición. Por otro lado, el número de estaciones que registran un terremoto depende de la magnitud del mismo y de su distancia epicentral, por lo que a mayor distancia y menor magnitud obtendremos peores resultados.

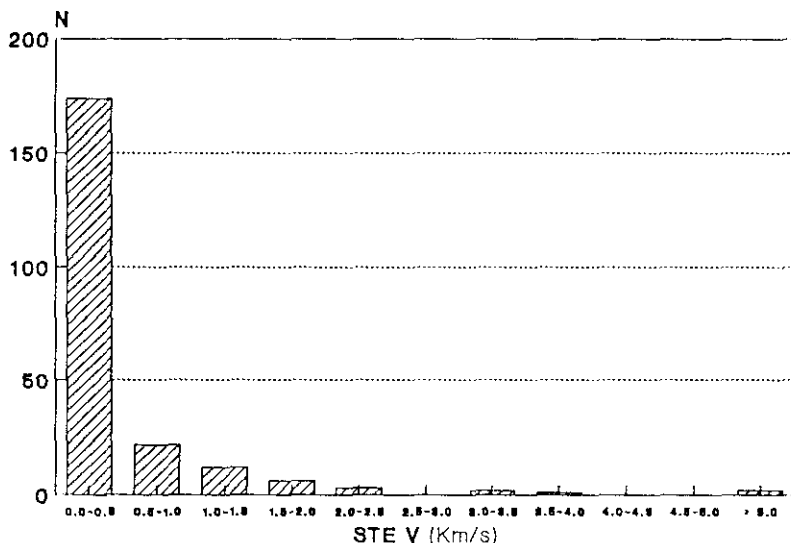


FIGURA 6.1 Distribución de los errores estándar de la velocidad aparente en función del número de sismos.

Para la determinación epicentral, una vez conocido el acimut del frente de onda a la estación más cercana, necesitamos conocer la distancia epicentral. Para su cálculo se puede utilizar bien la lectura de fases secundarias o bien la velocidad aparente. En el presente caso, debido a la dificultad de leer, en muchos casos, fases secundarias en los registros de corto período, hemos considerado solamente la velocidad aparente y su correlación con la distancia. Para ello hemos usado las tablas de Herrin (1968) para foco superficial, las cuales nos proporcionan la distancia epicentral a partir de la velocidad o la lentitud. (Figura 6.6). En el Apéndice 4 no se han incluido estas distancias debido a que, como veremos en el Capítulo VIII, se han cometido en algunos casos errores apreciables, siendo necesario realizar un cálculo distinto.

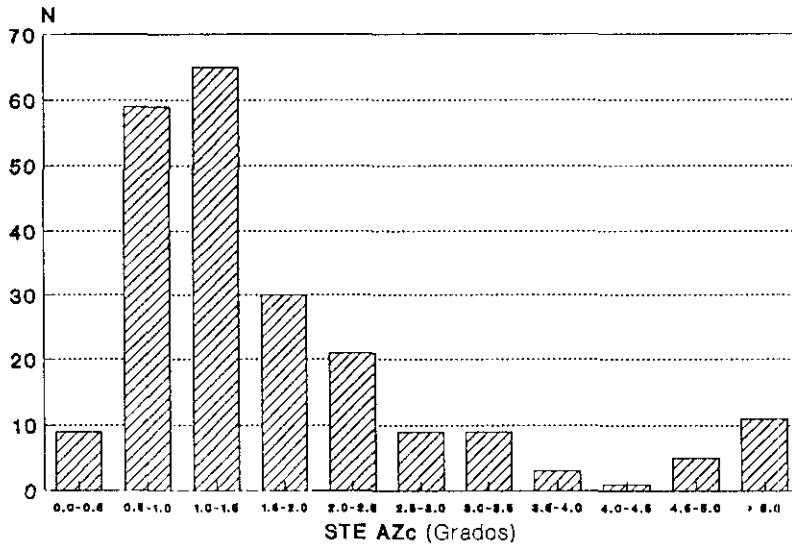


FIGURA 6.2 Distribución de los errores estándar del acimut en función del número de sismos.

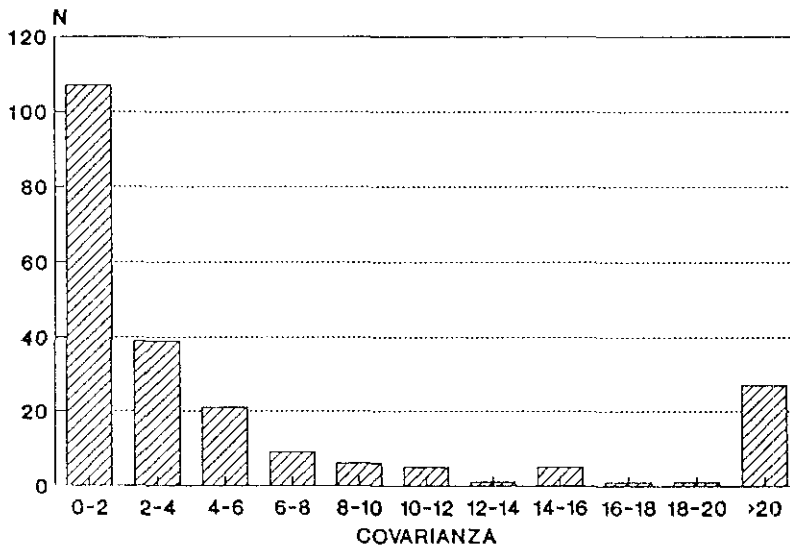


FIGURA 6.3 Distribución de la covarianza entre la velocidad aparente y el acimut en función del número de sismos.

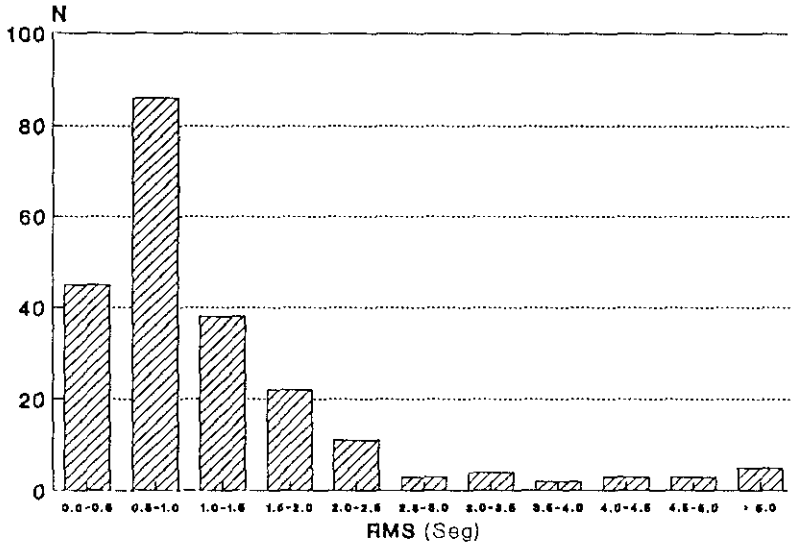


FIGURA 6.4 Distribución del RMS en función del número de sismos.

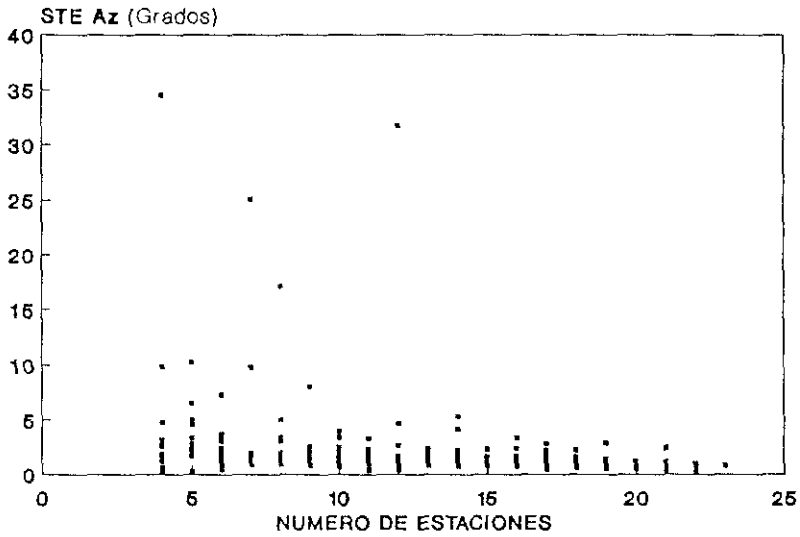


FIGURA 6.5 Distribución de los errores estandard del acimut en función del número de estaciones.

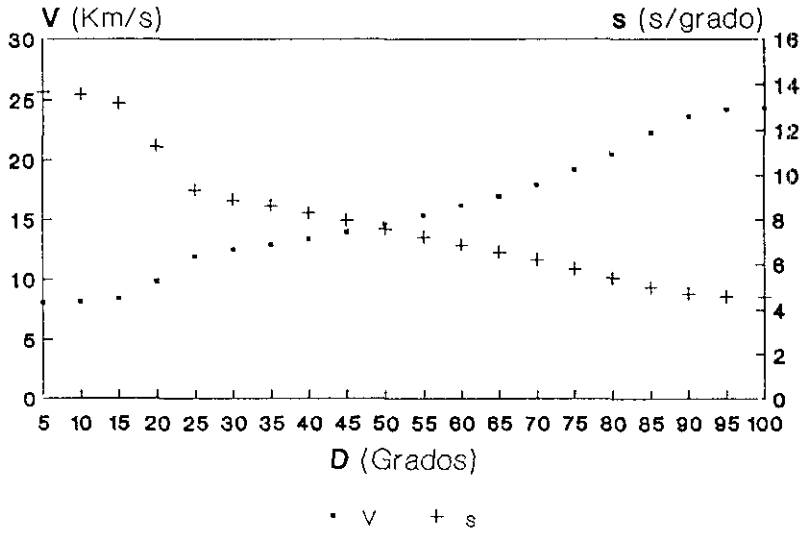


FIGURA 6.6 Tablas de Herrin. v velocidad aparente, s lentitud, D distancia epicentral.

CAPITULO VII

APLICACION A REDES LOCALES

En este capítulo vamos a aplicar los métodos de determinación del acimut y de la velocidad aparente descritos en los Capítulos II, III y IV a los terremotos regionales indicados en el apartado V.3. La aplicación la vamos a realizar a la red local formada por las 19 estaciones de corto período del dispositivo de Sonseca y también a la estación de tres componentes ESLA, considerada ésta como red local. En cada uno de los apartados siguientes correspondientes a los distintos métodos, vamos a realizar el estudio detallado de un terremoto en particular para posteriormente indicar los resultados obtenidos para el resto.

Para el estudio detallado hemos elegido el correspondiente al 23 de Mayo de 1990, estando en la Figura 7.1 reflejados 15 segundos de sismograma registrados en las 19 estaciones de corto período del dispositivo de Sonseca. Los parámetros focales de este terremoto son los siguientes:

Coordenadas epicentrales: 35.703 N 1.202 W
Hora origen: 22^h 52^m 00.3^s
Magnitud: 3.9
Distancia epicentral: 504.1 kms
Acimut estación-epicentro: 150.33 grados

Con objeto de relacionar la bondad de los distintos métodos en función de la calidad de la señal sísmica, hemos calculado la relación entre la señal y el ruido (SNR) de todos los sismos regionales en el registro de la estación ES01. Para una determinada ventana de datos, esta relación SNR la definimos como:

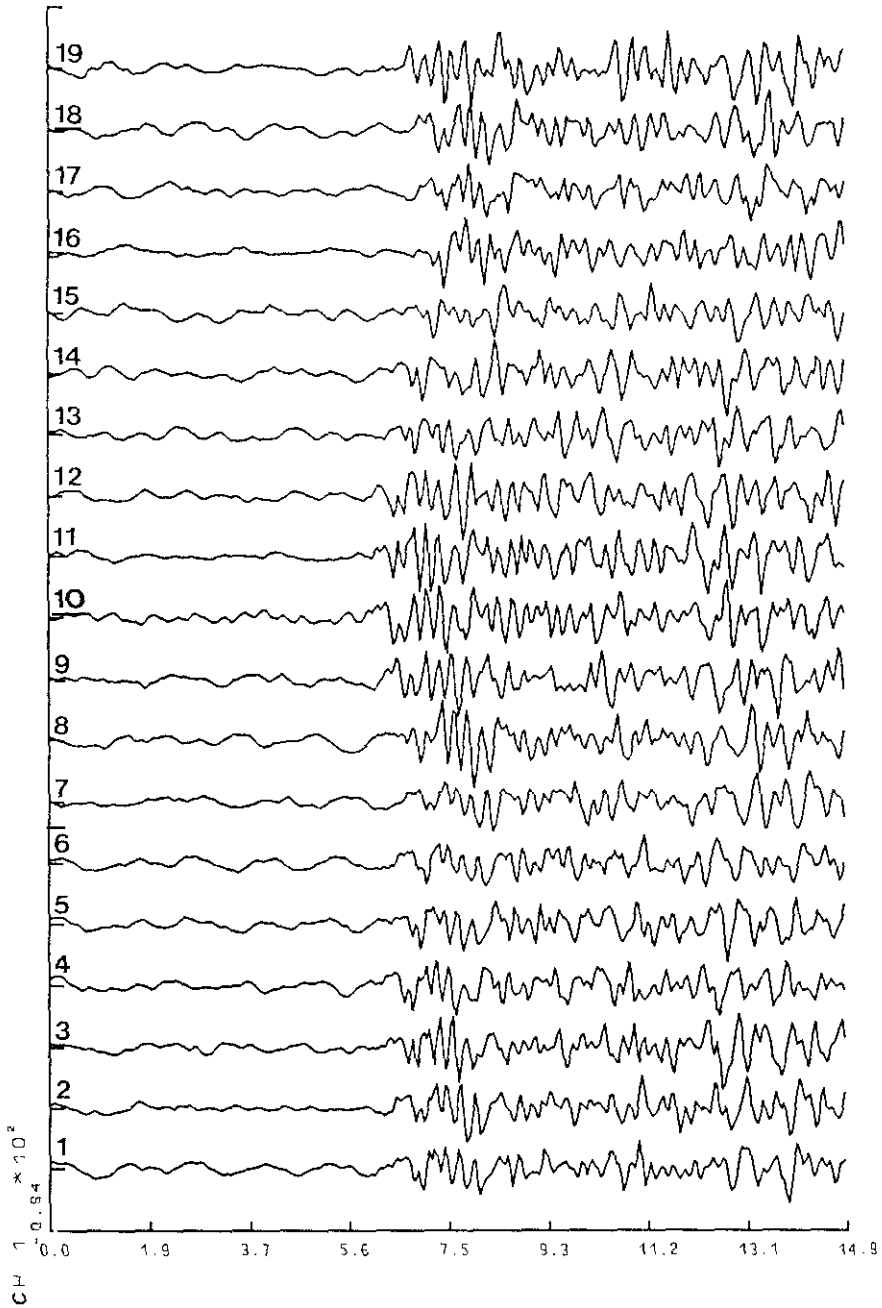


FIGURA 7.1 Terremoto de 23 de Mayo de 1990 en las estaciones SP de Sonseca.

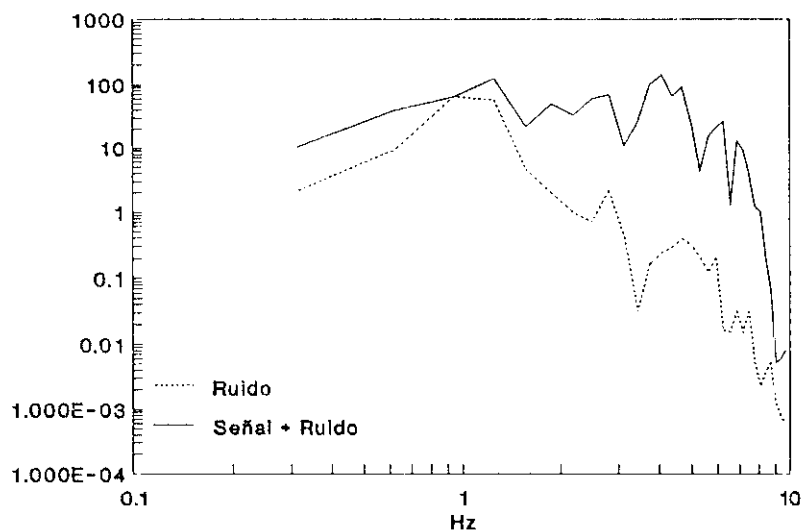


FIGURA 7.2 Espectros de potencia del ruido y de la señal+ruido del canal ES01 para el terremoto de 23 de Mayo de 1990.

$$\text{SNR} = \frac{P_s + P_r}{P_r}$$

siendo P_s y P_r los sumatorios de los espectros de potencia de la señal más ruido y del ruido, respectivamente. Para el cálculo de los espectros se ha escogido una ventana de 96 ($=3.2^5$) puntos de ruido y otros 96 puntos de señal más ruido a los que se les ha aplicado una ventana de Parzen, la cual produce efectos laterales de menor amplitud que otras ventanas (Kanasewich, 1973; Press *et al*, 1989). En la Figura 7.2 se han dibujado ambos espectros para el sismo de 23 de Mayo de 1990, cuyo valor del SNR es 9 dB.

Para el resto de los sismos regionales, el Apéndice 3 refleja los valores del SNR. En la Figura 7.3 hemos representado el número de terremotos en función del SNR, resultando que el 42% de ellos no superan los 5 dB. Este bajo nivel de SNR se pondrá de manifiesto en los análisis posteriores, cuando comparemos los métodos que usan las estaciones del dispositivo individualmente, como el método DTL o el análisis de polarización, o los que las usan de forma conjunta, como la formación de haces sísmicos (retardo y suma, convencional,

alta resolución, etc.).

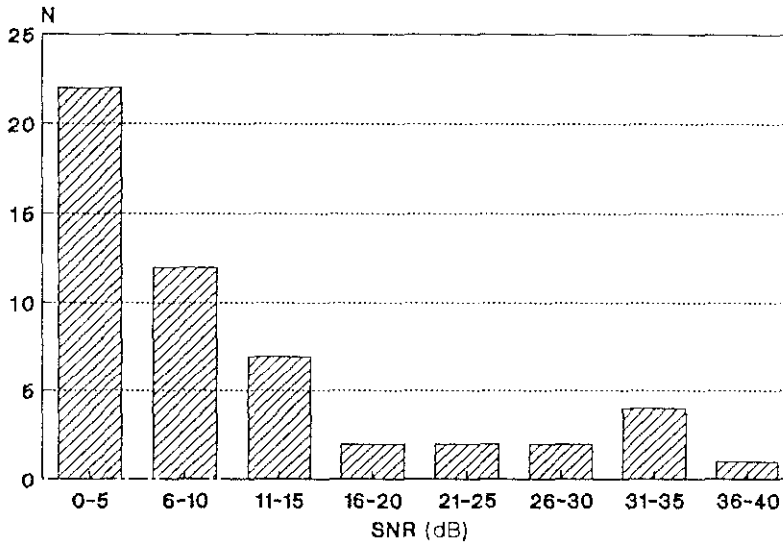


FIGURA 7.3 Distribución del SNR en función del número de sismos.

VII.1. Método de diferencia de tiempos de llegada.

El método de diferencias de tiempos de llegada descrito en el Capítulo II y su procesamiento mediante el programa EPIAZ lo vamos a aplicar a los sismos regionales registrados por el dispositivo de Sonseca. En primer lugar veamos con detalle la determinación del acimut y de la velocidad aparente para el terremoto de 23 de Mayo de 1990. Las lecturas de los tiempos de llegada de la onda P (en este caso P_n) han sido leídas en pantalla, y por tanto interpoladas, por lo que los valores obtenidos aparecen con la centésima de segundo lo que sin embargo no es cierto al estar muestreada la señal a 20 mps, es decir con un intervalo de 0.05 segundos. No obstante se han usado las lecturas interpoladas gráficamente y son las siguientes:

Estación	Hora de llegada	Estación	Hora de llegada
ES01	22 53 06.25	ES11	22 53 05.91

ES02	22 53 06.34	ES12	22 53 05.78
ES03	22 53 06.16	ES13	22 53 06.20
ES04	22 53 06.07	ES14	22 53 06.20
ES05	22 53 06.29	ES15	22 53 06.49
ES06	22 53 06.39	ES16	22 53 06.70
ES07	22 53 06.54	ES17	22 53 06.75
ES08	22 53 06.22	ES18	22 53 06.75
ES09	22 53 06.10	ES19	22 53 06.36
ES10	22 53 05.90		

La solución obtenida para este sismo es la siguiente:

Acimut estación-epicentro: 154.50 ± 3.77 grados
 Velocidad aparente: 6.70 ± 0.33 km/s
 RMS: 0.10 s.
 Covarianza: 0.00614

Para el resto de los sismos regionales, las soluciones están reflejadas en el Apéndice 5. Hemos de señalar que en algunos casos las lecturas realizadas no han sido las correspondientes a las primeras llegadas, en general fases Pn, al ser estas de pequeña amplitud y confundirse con el ruido, efectuando las lecturas de otras fases como la P* o Pg, lo cual no influye en la determinación del acimut, pero sí en el cálculo de la velocidad aparente. Estos aspectos serán analizados posteriormente. También hemos de indicar que este método no ha sido posible aplicarlo a once sismos, ya que no se han podido distinguir, debido a la gran cantidad de ruido, los tiempos de llegada de las primeras fases.

Los histogramas que representan la distribución de los errores estándar del acimut y de la velocidad aparente, así como su covarianza y el RMS están indicados en las Figuras 7.4, 7.5, 7.6 y 7.7, respectivamente. En general, se puede observar que los sismos con mayores errores corresponden a pequeños valores del SNR, lo cual no deja de ser lógico si tenemos en cuenta la dificultad en la lectura de las fases en los registros que contienen un ruido elevado.

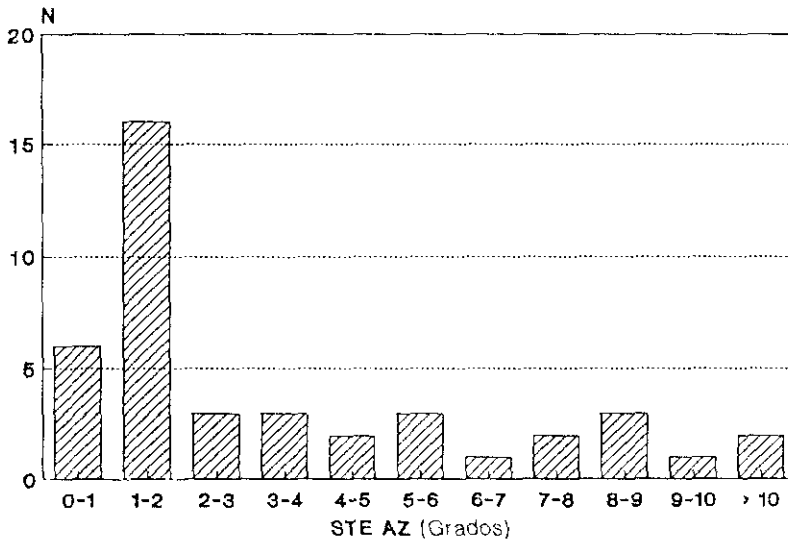


FIGURA 7.4 Distribución de los errores estandar del acimut para los sismos regionales. (Método DTL).

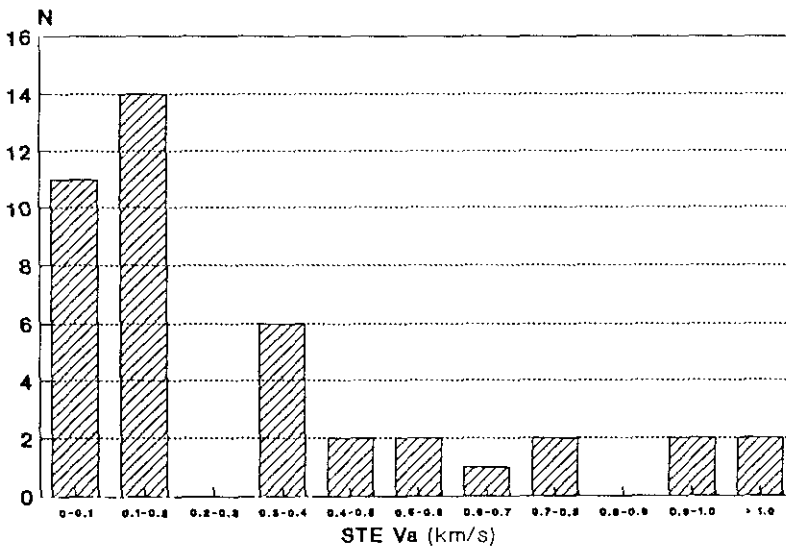


FIGURA 7.5 Distribución de los errores estandar de la velocidad aparente para los sismos regionales. (Método DTL).

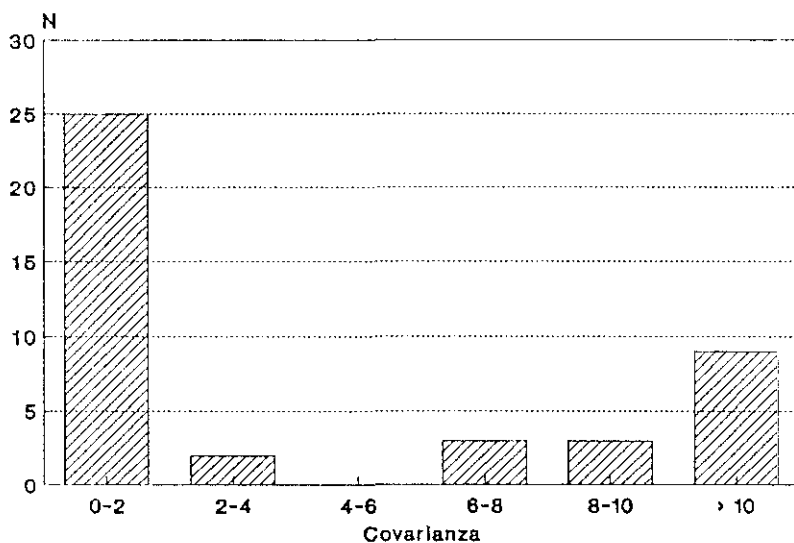


FIGURA 7.6 Distribución de la covarianza para los sismos regionales. (Método DTL).

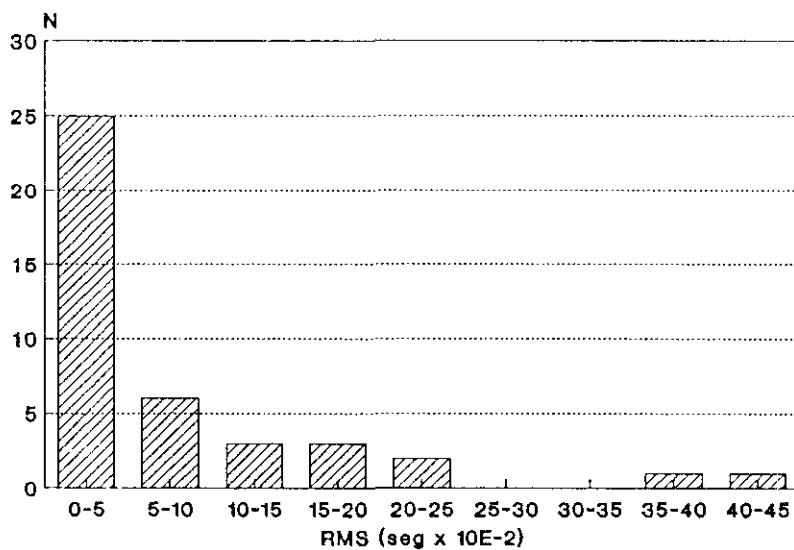


FIGURA 7.7 Distribución del RMS para los sismos regionales. (Método DTL).

VII.2. Formación de haces sísmicos.

En la formación de haces sísmicos vamos a ver su aplicación mediante el método de retardo y suma simple de señales, en el caso del dominio del tiempo, y los métodos convencional, alta resolución y análisis de la lentitud, para el caso del dominio de la frecuencia, reseñados todos ellos en el Capítulo III.

VII.2.1. Retardo y suma simple.

En primer lugar vamos a realizar la formación del haz sísmico mediante el método del retardo y suma simple de señales (Cap. III.1). Como en el apartado anterior vamos a desarrollar todo el proceso seguido para el sismo del 23 de Mayo de 1990 indicado en la Figura 7.1, y posteriormente exponer directamente los resultados obtenidos para el resto de terremotos considerados en el Apéndice 2.

Para el terremoto indicado hemos escogido una ventana temporal de 20 segundos, desde $t_1=22.53.05$ hasta $t_2=22.53.25$, correspondiente, aproximadamente, a 19 segundos de señal y 1 segundo de ruido. Para la obtención del haz aplicamos el procesamiento indicado en el Capítulo III.6 mediante el programa HAZOR, que nos da el valor de la amplitud del haz. Con objeto de medir esta amplitud del haz cuya solución vamos buscando, definimos los dos parámetros siguientes:

$$b_1 = \frac{1}{N} \sum_{t=t_1}^{t_2} | \hat{s}(t) | \quad (7.1)$$

$$b_2 = \frac{1}{N^2} \sum_{t=t_1}^{t_2} \hat{s}(t) \cdot \hat{s}(t) \quad (7.2)$$

Hemos definido estos dos parámetros con objeto de analizar el comportamiento de cada uno de ellos y en consecuencia usarlo en la formación del haz como mejor medidor de la solución óptima.

El proceso de obtención del haz óptimo lo iniciamos barriendo el acimut desde 0° hasta 350° en intervalos de 10° ; y la velocidad aparente entre

5.5 km/s y 9.0 km/s en saltos de 0.5 km/s. En las Figuras 7.8 y 7.9 están reflejados los valores de los parámetros b_1 y b_2 para los distintos valores del acimut y para las velocidades aparentes de 5.5 km/s y 9.0 km/s, respectivamente. En ambas figuras se aprecia un máximo, tanto en b_1 como en b_2 , para el acimut de 330° , lo que indica que el acimut que vamos buscando esta próximo a 330° , o teniendo en cuenta el intervalo de 10° introducido en el barrido inicial, debe estar comprendido dentro del rango entre 320° y 340° .

Para calcular la velocidad aparente hemos de ver cuando se obtienen los máximos valores de los parámetros b_1 y b_2 , que en este caso sucede para una velocidad aparente de 8.5 km/s (Figuras 7.10 y 7.11). Al tener en cuenta los incrementos considerados anteriormente de 0.5 km/s, podemos asignar una velocidad aparente comprendida entre 8.0 km/s y 9.0 km/s.

A continuación repetimos el proceso, barriendo ahora el acimut desde los 320° hasta 340° en incrementos de 1° y la velocidad aparente desde los 8.0 km/s hasta los 9.0 km/s en intervalos de 0.1 km/s. La representación de este barrido aparece en la Figura 7.12, donde se observa que los máximos valores, simultáneamente de b_1 y b_2 , se obtienen para un acimut de 331° y una velocidad aparente de 8.5 km/s.

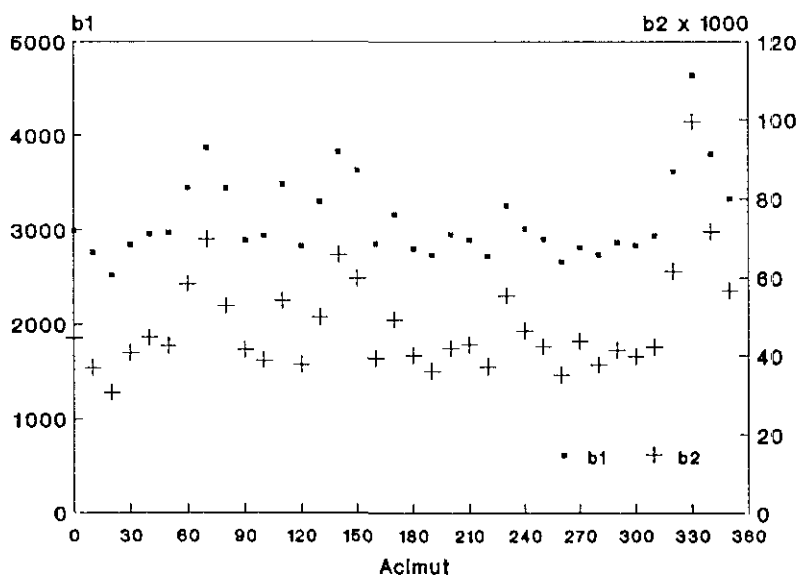


FIGURA 7.8 Parámetros b_1 y b_2 en función del acimut entre 0 y 360 grados, para una velocidad aparente de 5.5 km/s. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

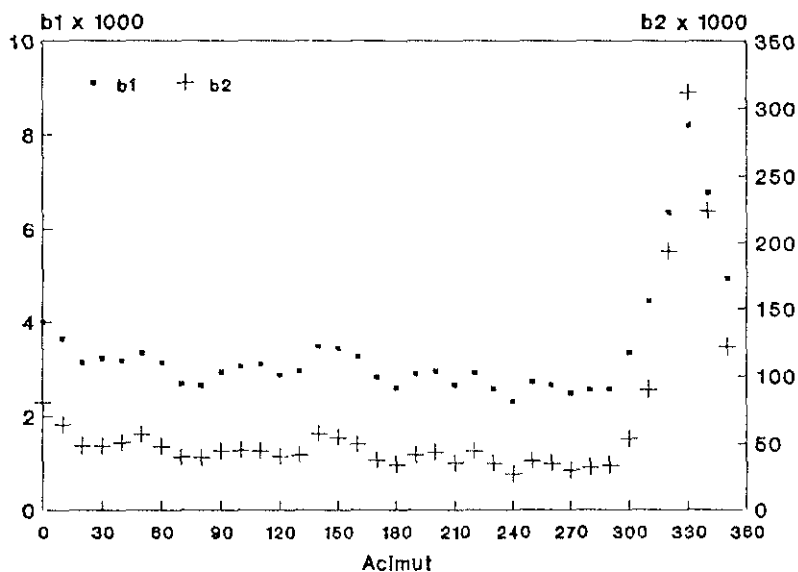


FIGURA 7.9 Parámetros b_1 y b_2 en función del acimut entre 0 y 360 grados, para una velocidad aparente de 9.0 km/s. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

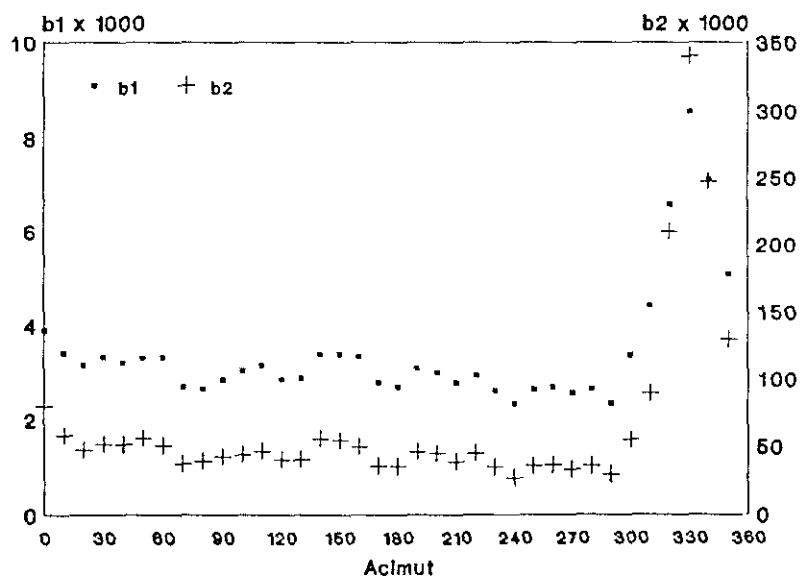


FIGURA 7.10 Parámetros b_1 y b_2 en función del acimut entre 0 y 360 grados, para una velocidad aparente de 8.5 km/s. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

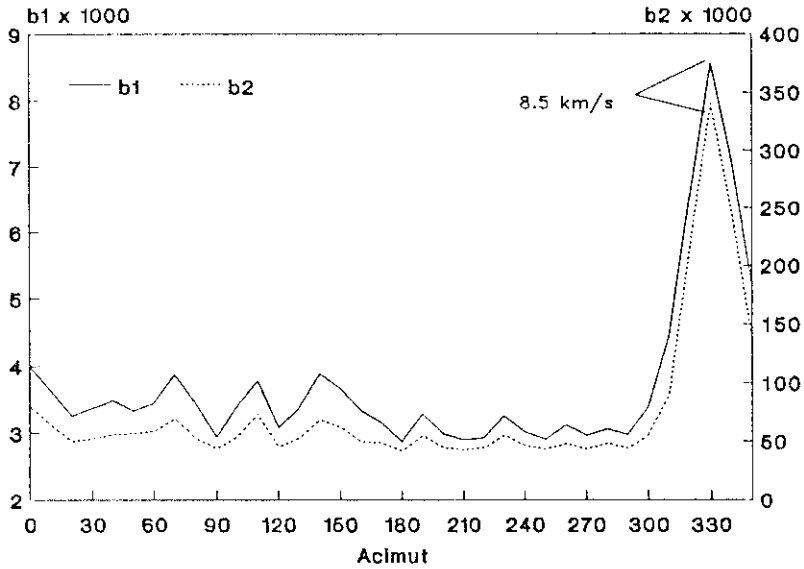


FIGURA 7.11 Valores máximos de los parámetros b_1 y b_2 correspondientes a cada valor del acimut. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

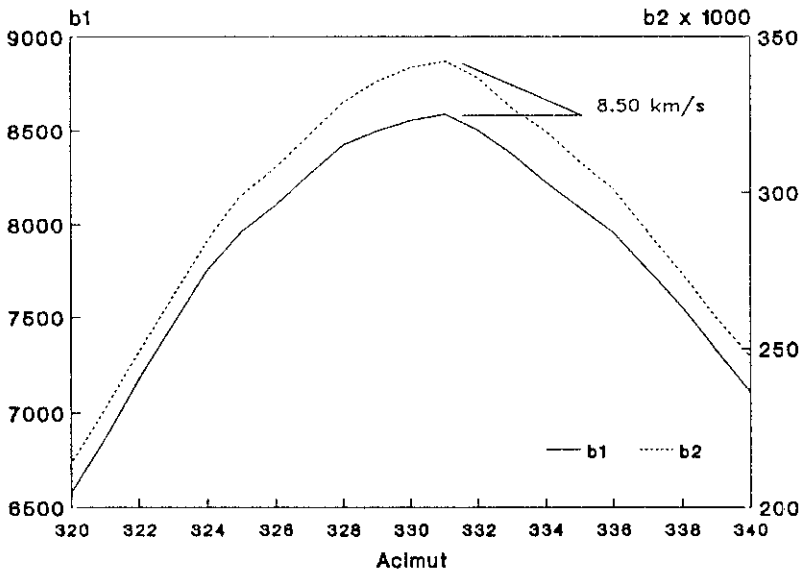


FIGURA 7.12 Valores máximos de los parámetros b_1 y b_2 correspondientes a cada valor del acimut. (Sismo 23 de Mayo de 1990).

El siguiente barrido se hará por tanto para un intervalo de acimut entre 330° y 332° y un intervalo de velocidad aparente entre 8.40 km/s y 8.60 km/s, con incremento de 0.1° y 0.01 km/s, respectivamente. En este caso (Figura 7.13) tenemos dos máximos iguales para el parámetro b_1 correspondientes a los acimutes 330.5 y 330.6 y con la misma velocidad aparente de 8.47 km/s. Para el parámetro b_2 tenemos un máximo en 330.7 y con la misma velocidad aparente de 8.47 km/s.

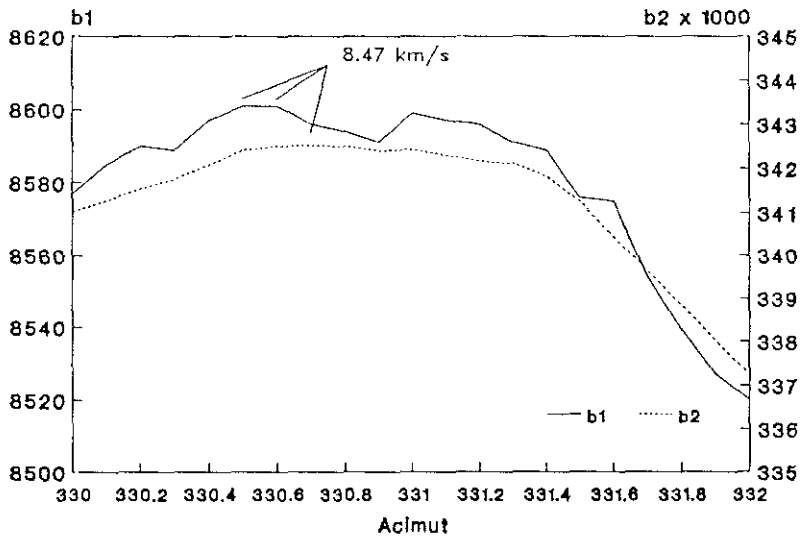


FIGURA 7.13 Valores máximos de los parámetros b_1 y b_2 correspondientes a cada valor del acimut. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

Si intentamos afinar más el proceso y obtener una mejor solución podemos realizar un último barrido entre los acimutes comprendidos entre 330.40 y 330.80 con saltos de 0.01 grado y velocidades entre 8.45 km/s y 8.50 km/s con intervalos de 0.01 km/s. La solución está reflejada en la Figura 7.14 donde consideramos las siguientes soluciones para b_1 y b_2 :

Parámetro	Acimut	Velocidad aparente
b_1	330.58	8.47 km/s
b_2	330.55	8.47 km/s

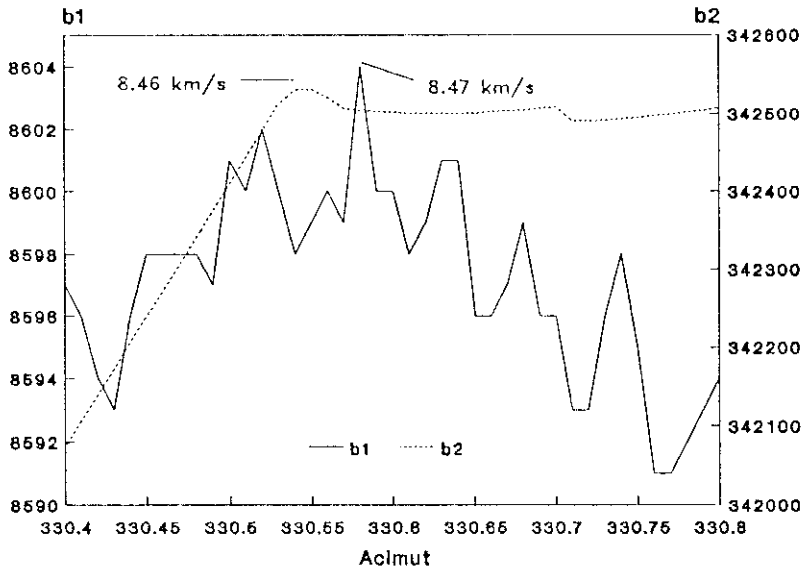


FIGURA 7.14 Valores máximos de los parámetros b_1 y b_2 correspondientes a cada valor del acimut. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

Obtenidas las soluciones para ambos parámetros b_1 y b_2 , podemos apreciar pocas diferencias entre las soluciones correspondientes a cada uno, lo que en principio nos indica la posibilidad de utilización de cualquiera de ellos, no obstante consideramos el parámetro b_2 más estable para la precisión requerida del acimut y velocidad aparente.

Hemos de indicar que en el proceso de obtención del haz que hemos visto anteriormente no se obtiene directamente el acimut entre la estación y el epicentro sino el acimut del frente de onda a su paso por el dispositivo, por lo que debemos restarle 180° al acimut calculado, obteniéndose como solución definitiva:

Acimut	Velocidad aparente
150.55	8.47 km/s

Las soluciones del acimut y velocidad aparente con este método de retardo y suma simple de señales para el resto de los sismos regionales indicados en el Apéndice 2 están relacionadas en el Apéndice 6. Aunque en el

capítulo siguiente analizaremos los resultados obtenidos, en cinco sismos se producen máximos relativos del parámetro b_2 en otros acimutes, indicándose entre paréntesis en el Apéndice 6 los valores del acimut y velocidad aparente correspondientes a estos máximos.

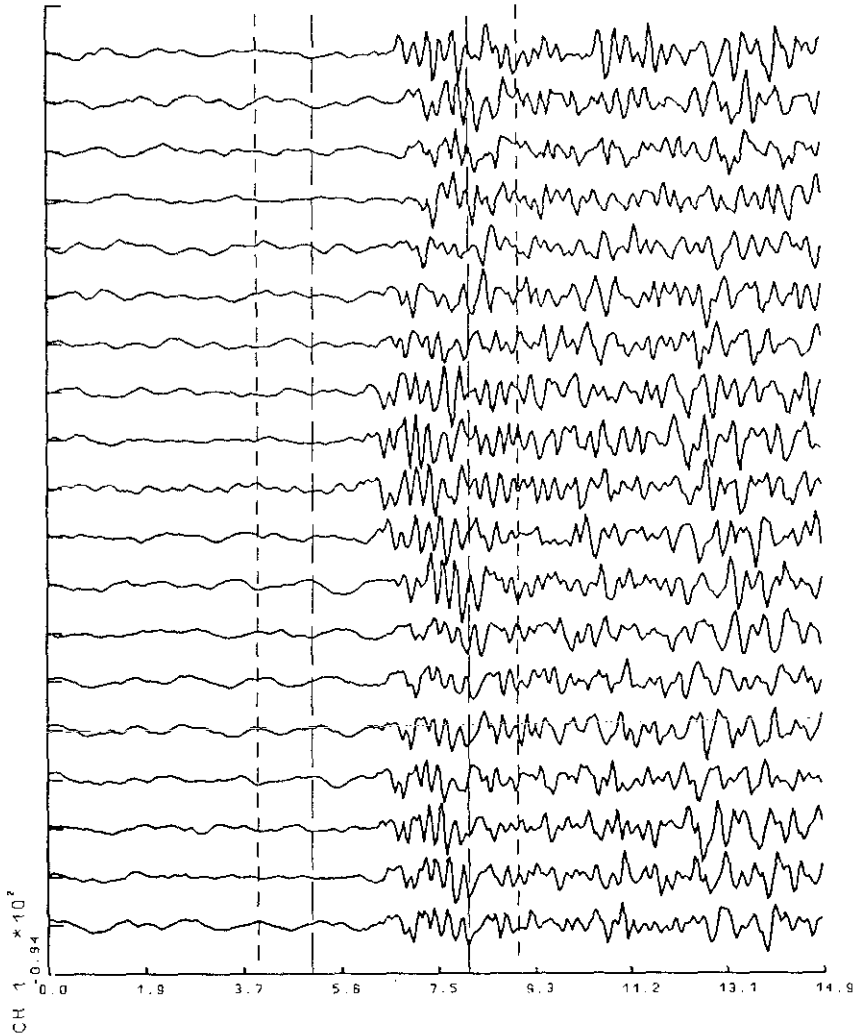


FIGURA 7.15 Ventanas de 3 y 5 segundos elegidas para el terremoto de 23 de Mayo de 1990.

VII.2.2. Método Convencional.

A continuación vamos a considerar los métodos de análisis en el dominio de la frecuencia y del número de onda. Veamos en primer lugar el método convencional aplicado al sismo de 23 de Mayo de 1990. Se han seleccionado dos ventanas del sismograma con objeto de medir su efecto en la determinación del acimut y de la velocidad. Las dos ventanas de tiempo (3 y 5 segundos) han sido elegidas de tal forma que, por un lado, la señal de cada estación contuviese parte de señal y parte de ruido y, por otro, no se produjesen alteraciones en el cálculo del espectro motivadas por la duración de la señal (Figura 7.15).

El procesamiento indicado en el Capítulo III.6 (programa BECON) lo aplicamos para un barrido de frecuencias comprendido entre 0.5 y 8.0 Hz en intervalos de 0.5 Hz, obteniendo los valores del acimut, la velocidad aparente y la potencia, o densidad espectral, para ambas ventanas de 3 y 5 segundos. Los valores obtenidos están indicados en la Tabla VII.1 y en las Figuras 7.16, 7.17 y 7.18. Como se puede observar, el efecto de las ventanas es muy pequeño en la determinación del acimut en el rango de 2 a 7 Hz, hecho puesto también de manifiesto por Bame *et al*, 1990. Para la velocidad aparente si parece tener más influencia el tamaño de la ventana, lo que puede ser debido a la inclusión en la ventana de distintas fases. Este efecto también es visible en el cálculo de la potencia espectral.

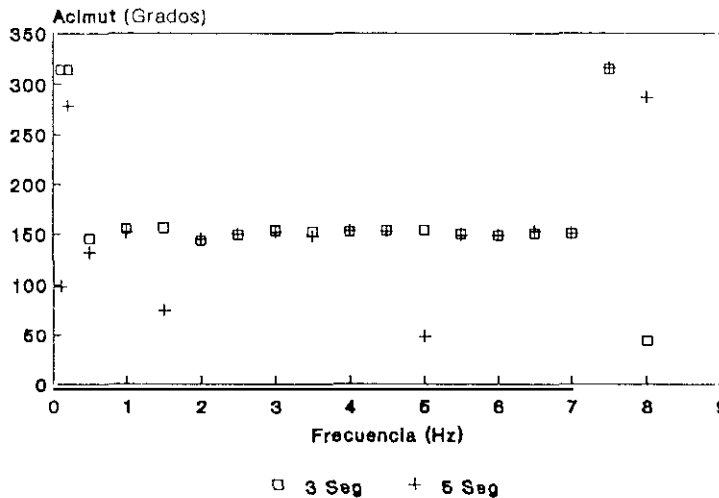


FIGURA 7.16 Determinación del acimut en función de la frecuencia para el método convencional (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

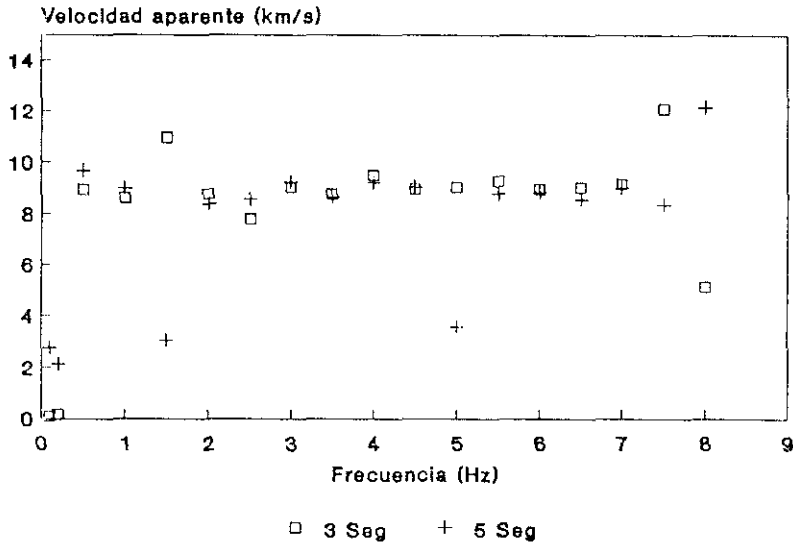


FIGURA 7.17 Determinación de la velocidad aparente en función de la frecuencia para el método convencional (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

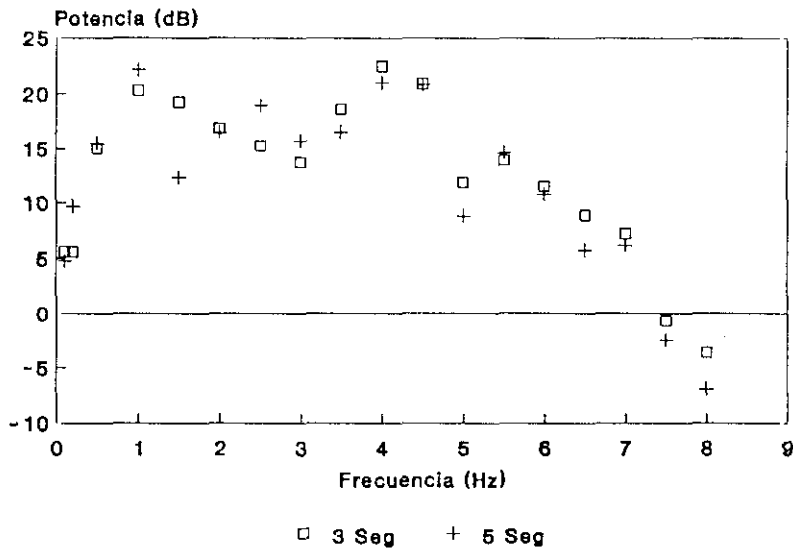


FIGURA 7.18 Determinación de la potencia espectral en función de la frecuencia para el método convencional (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

TABLA VII.1
 METODO CONVENCIONAL (23-MAYO-1990)

Frecuencia (Hz)	3 segundos			5 segundos		
	Az	Va	P	Az	Va	P
0.1	314.28	0.08	5.6	98.51	2.74	4.8
0.2	314.28	0.17	5.6	278.10	2.12	9.7
0.5	145.19	8.96	15.0	131.58	9.69	15.5
1.0	155.07	8.64	20.3	151.42	9.01	22.1
1.5	155.90	10.97	19.3	74.26	3.04	12.3
2.0	143.12	8.79	16.8	144.93	8.41	16.5
2.5	149.16	7.81	15.2	149.54	8.57	19.0
3.0	153.32	9.05	13.8	151.70	9.25	15.7
3.5	152.26	8.79	18.6	147.81	8.66	16.5
4.0	152.41	9.52	22.5	152.80	9.24	21.0
4.5	153.38	8.97	20.9	152.42	9.06	20.8
5.0	153.53	9.05	11.9	48.11	3.57	8.8
5.5	149.96	9.30	13.9	148.66	8.81	14.6
6.0	148.59	8.99	11.5	148.65	8.86	10.8
6.5	150.34	9.06	8.9	152.42	8.59	5.8
7.0	150.39	9.19	7.3	150.64	9.04	6.2
7.5	314.70	12.08	-	315.52	8.37	-
8.0	43.83	5.13	-	286.82	12.14	-

Az=Acimut (grados). Va=Velocidad aparente(km/s). P=Potencia Espectral (dB)

Si representamos la potencia espectral en el dominio de las componentes del número de onda (Kx,Ky) para una malla de 50x50 puntos, podemos ver como el máximo de potencia, que ocurre a 0 dB, nos da el acimut de la dirección del frente de onda y el módulo del vector nos define la velocidad aparente. Esta representación está ilustrada en la Figura 7.19. para el caso de la frecuencia de 4.0 Hz y ventana de 3 segundos.

La selección entre todas las frecuencias de la solución la realizamos a partir de la de mayor potencia espectral y por tanto, la solución será:

	Acimut	Velocidad aparente	Frecuencia
Ventana 3 seg.	152.41	9.52	4.0
Ventana 5 seg.	151.42	9.01	1.0

Debido a la malla de puntos utilizada en el espacio Kx-Ky, podemos acotar los errores máximos en acimut y velocidad a partir del máximo valor de K, obteniendo 5.7° para el acimut y 0.38 km/s para la velocidad aparente.

Metodo Convencional

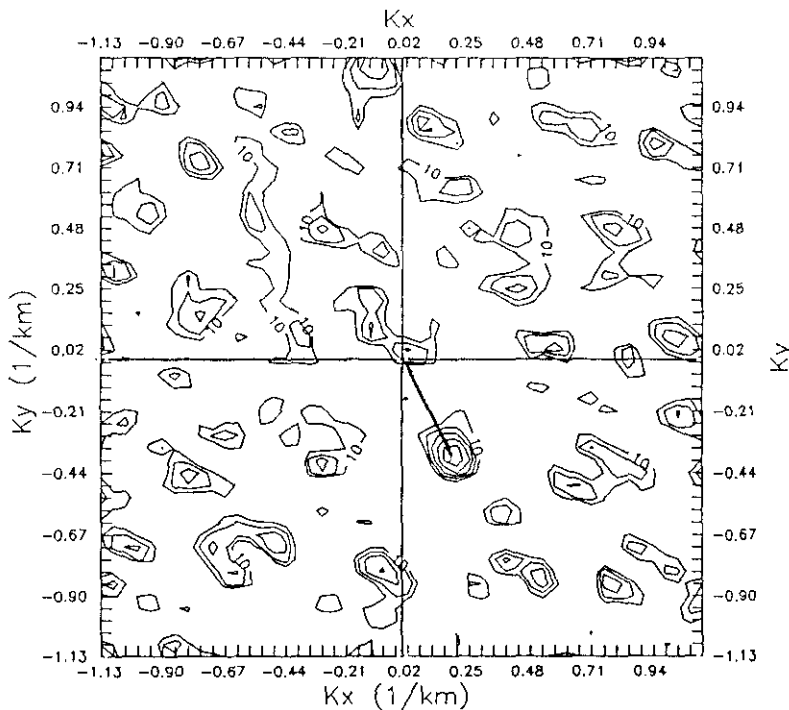


FIGURA 7.19 Distribución para el método convencional de la potencia espectral (en dB) en el espacio Kx-Ky para una frecuencia 4.0 Hz y una ventana de 3 segundos. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

Para el resto de los sismos regionales del Apéndice 2, la soluciones que se obtienen por el método convencional están recogidas en el Apéndice 7 para la ventana de 3 segundos y en el Apéndice 8 para la de 5 segundos.

VII.2.3. Método de Alta Resolución.

Veamos ahora el método de alta resolución analizado en los apartados III.4.3 y III.6 (programa ALTAR). Como ya indicamos, este método permite obtener soluciones de más alta resolución que el método convencional, sin embargo al tener que invertir matrices complejas de orden 19, las soluciones se hacen muy inestables variando notablemente según las frecuencias.

En la Figura 7.20 hemos representado, para el sismo de 23 de Mayo de 1990 y una ventana de 3 segundos, los valores obtenidos para el acimut y la velocidad aparente para el intervalo de frecuencias entre 2.0 y 8.0 Hz y

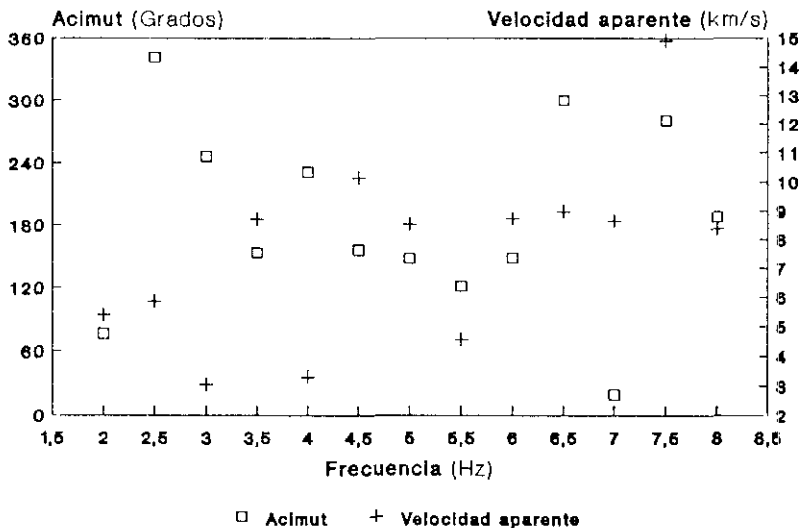


FIGURA 7.20 Determinación del acimut y la velocidad aparente en función de la frecuencia para el método de alta resolución (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

donde vemos reflejada la gran variación y dispersión de estos parámetros. La Figura 7.21 ofrece la distribución de la potencia espectral en el dominio de las componentes del número de onda para la frecuencia de 5.0 Hz. Si comparamos esta figura con la 7.19 podemos apreciar claramente la mayor capacidad de resolución de este método respecto del convencional. No obstante, debido a la inestabilidad también se observa un mínimo relativo en la dirección opuesta. Debemos tener en cuenta que esta técnica fue desarrollada para su aplicación a ondas superficiales (Capon, 1974), donde las series temporales son más largas que las usadas para ondas internas. Por todo esto, el método de alta resolución no lo vamos a aplicar sistemáticamente a los sismos regionales.

Metodo alta resolucion

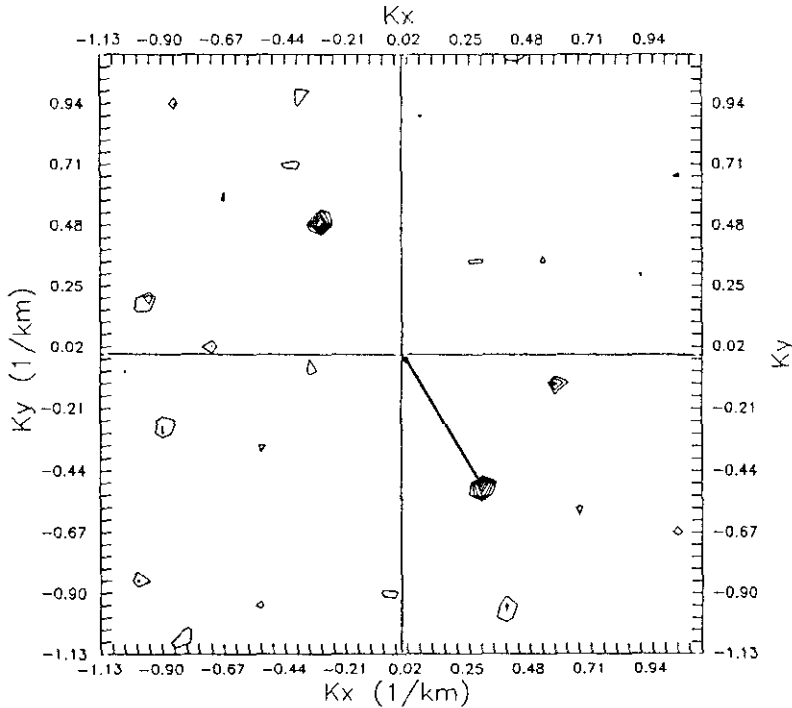


FIGURA 7.21 Distribución de la potencia espectral (en dB) para el método de alta resolución en el espacio K_x - K_y para una frecuencia de 5 Hz y una ventana de 3 segundos (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

VII.2.4. Análisis de la lentitud.

Por último, vamos a aplicar el análisis de la lentitud indicado en el apartado III.6 para la determinación del acimut y la velocidad aparente (programa BALEN). Como en casos anteriores, hagamos el procesamiento para el sismo de 23 de Mayo de 1990, eligiendo la ventana de 3 segundos reseñada en la Figura 7.15. Como este método usa una banda de frecuencias hemos considerado dos bandas, 1 y 2 Hz, con objeto de analizar el comportamiento de cada una de ellas. En la Tabla VII.2 y Figuras 7.22, 7.23 y 7.24 hemos reflejado los valores obtenidos del acimut, velocidad aparente y densidad o potencia espectral en función de la frecuencia central para las bandas frecuenciales señaladas anteriormente.

TABLA VII.2
ANALISIS DE LENTITUD (23-MAYO-1990)

Frecuencia central (Hz)	Bf = 1.0 Hz			Bf = 2.0 Hz		
	Az	Va	P	Az	Va	P
1.0	155.19	8.59	17.8	-	-	-
1.5	147.71	8.39	18.7	148.33	8.07	17.1
2.0	147.46	8.09	17.2	149.18	8.09	17.5
2.5	148.68	7.80	15.4	149.71	8.28	16.6
3.0	151.41	8.39	15.6	151.49	8.73	17.1
3.5	152.26	8.75	18.3	152.56	8.74	19.1
4.0	152.68	8.80	21.1	152.81	8.80	18.7
4.5	152.90	8.86	20.0	152.70	8.84	19.2
5.0	153.34	8.86	16.2	152.53	8.89	18.3
5.5	148.98	8.89	13.0	152.52	8.90	14.4
6.0	148.64	8.89	12.7	149.08	8.88	11.5
6.5	149.02	8.87	9.3	148.78	8.89	10.4
7.0	149.71	8.81	5.9	148.98	8.87	7.0
7.5	75.68	4.28	2.0	149.61	8.81	3.0
8.0	96.58	-	-	75.70	4.29	-
8.5	-	-	-	95.21	-	-

Bf= Banda de frecuencia. Az=Acimut (grados). Va=Velocidad aparente(km/s). P=Potencia (dB)

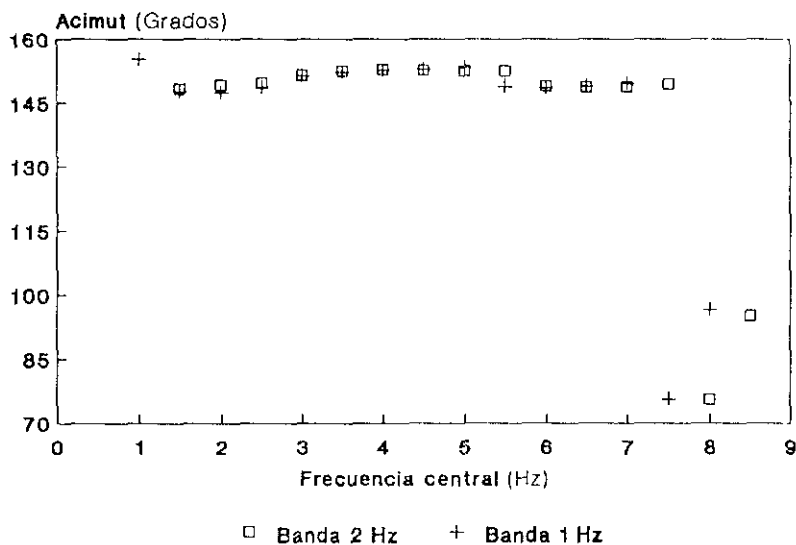


FIGURA 7.22 Determinación del acimut mediante el análisis de la lentitud para las bandas de frecuencia de 1 y 2 Hz. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

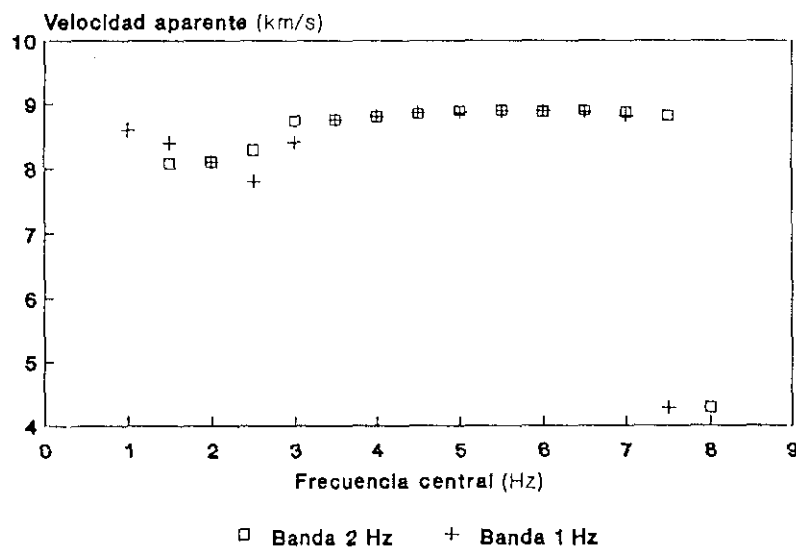


FIGURA 7.23 Determinación de la velocidad aparente mediante el análisis de la lentitud para las bandas de frecuencia de 1 y 2 Hz. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

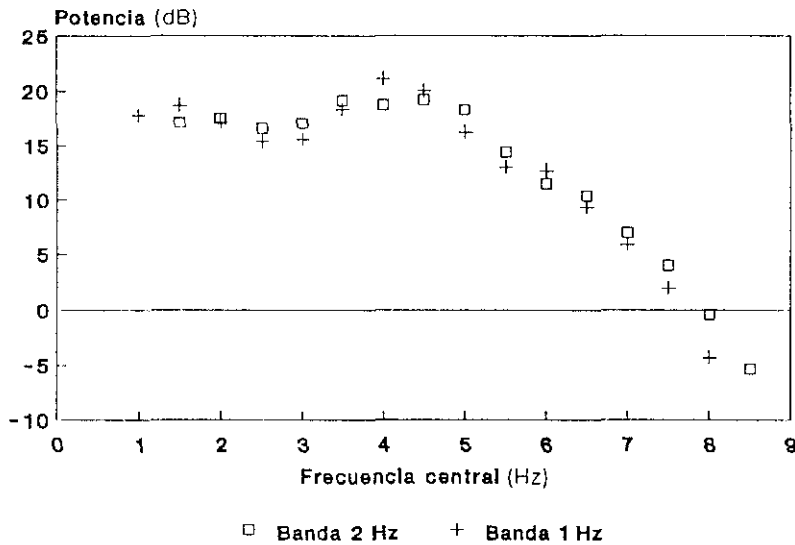


FIGURA 7.24 Distribución de la potencia espectral en el análisis de la lentitud para las bandas de frecuencia de 1 y 2 Hz. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

Como se puede observar entre 1.5 y 7 Hz, la banda de frecuencia ejerce poca variación en el cálculo del acimut y velocidad aparente, si bien el máximo de potencia espectral se consigue para la banda de 1 Hz. No obstante, para la frecuencia central de 4 Hz, se obtienen valores de los parametros practicamente análogos.

De forma similar a los métodos convencional y de alta resolución hemos representado (Figura 7.25) la distribución de la potencia espectral en el dominio de las componentes del vector lentitud, para el caso de mayor potencia en la banda de 1 Hz. Se puede apreciar una mejor resolución que en el método convencional (Figura 7.19) y peor que en el de alta resolución (Figura 7.21), aunque respecto de este, su comportamiento es mas estable a lo largo de todas las frecuencias. Como solución al sismo que estamos analizando obtenemos:

	Acimut	Velocidad aparente	Frecuencia
Banda 1 Hz.	152.68	8.80	4.0

Banda 2 Hz. 152.70 8.84 4.5

Las soluciones para el resto de los sismos regionales están indicadas en los Apéndices 9 y 10 para las bandas de 1 y 2 Hz. respectivamente.

Analisis de la lentitud

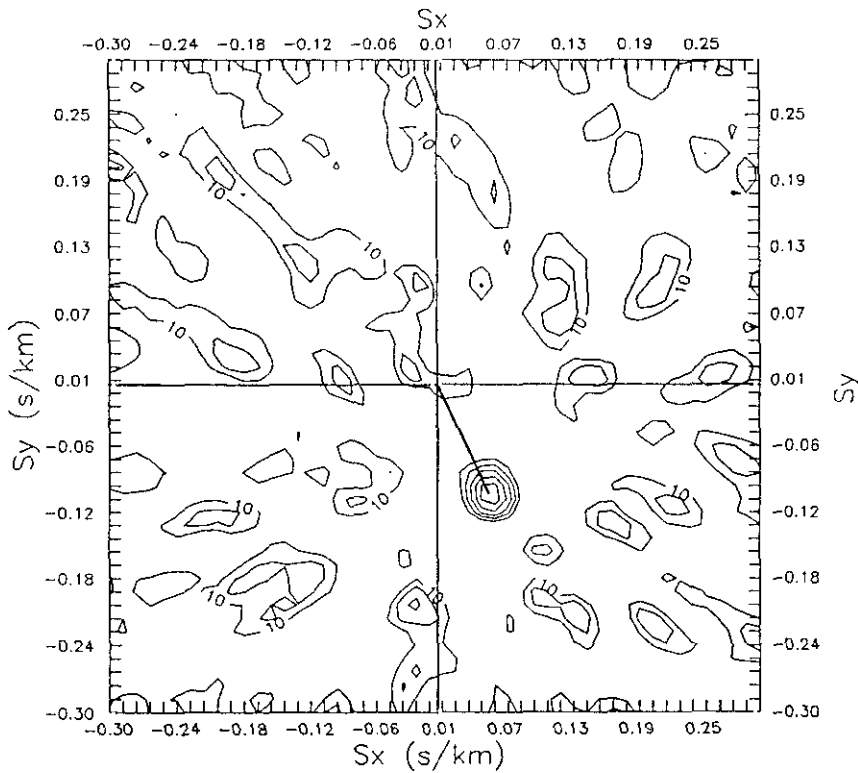


FIGURA 7.25 Distribución para el análisis de la lentitud de la potencia espectral (en dB) en el espacio S_x - S_y para una banda de frecuencia de 1 Hz centrada en 4.0 Hz. (Sismo de 23 de Mayo de 1990).

VII.3. Análisis de polarización.

El análisis de la polarización lo vamos a aplicar, como en los casos anteriores, a los sismos regionales indicados en el Apéndice 2. Los datos usados corresponden a los registros de corto período de la estación de tres componentes ESLA del dispositivo sísmico de Sonseca. Con objeto de detallar el procedimiento seguido, basado en el programa 3CC (Cap. IV.3), elegimos el terremoto de 20 de Diciembre de 1989 (Figura 7.26), cuyos parámetros son los siguientes:

Coordenadas epicentrales: 37.225 N 7.392 W
Profundidad: 23 km.
Hora origen: 04^h 15^m 05.0^s
Magnitud: 5.0
Distancia epicentral: 404.3 km.
Acimut estación-epicentro: 228.82 grados

Del sismograma representado en la Figura 7.26, seleccionamos una ventana de 25 segundos (desde $t=25$ hasta $t=50$). Seleccionada esta ventana, calculamos en primer lugar la energía, definida, para cada t , a partir de la suma de las amplitudes de las tres componentes. Este valor de la energía nos permite realizar una primera identificación de las fases (Figura 7.27), donde se observa claramente la fase Pn.

Al mismo tiempo el programa calcula, mediante el método de la matriz de varianza-covarianza, los valores propios, seleccionando el mayor de ellos y determinando por tanto el acimut y el ángulo de incidencia. Asimismo, se calcula el grado de rectilinearidad que nos va a definir la calidad de los parámetros. Como ya indicamos en su momento, este cálculo lo realiza, para la ventana elegida de 25 segundos, en intervalos de un segundo con un solapamiento de 0.5 segundos.

Las Figuras 7.28 y 7.29 representan los valores del acimut y del ángulo de incidencia, respectivamente, para la ventana de 25 segundos. Para la obtención de estos parámetros se realiza un promedio entre los valores que tienen mayor rectilinearidad y valor propio. En nuestro caso, hemos elegido 15 puntos y, teniendo en cuenta que al acimut hay que sumarle 180 grados y el ángulo de incidencia es el complementario, la solución promediada, con sus errores estándar, será:

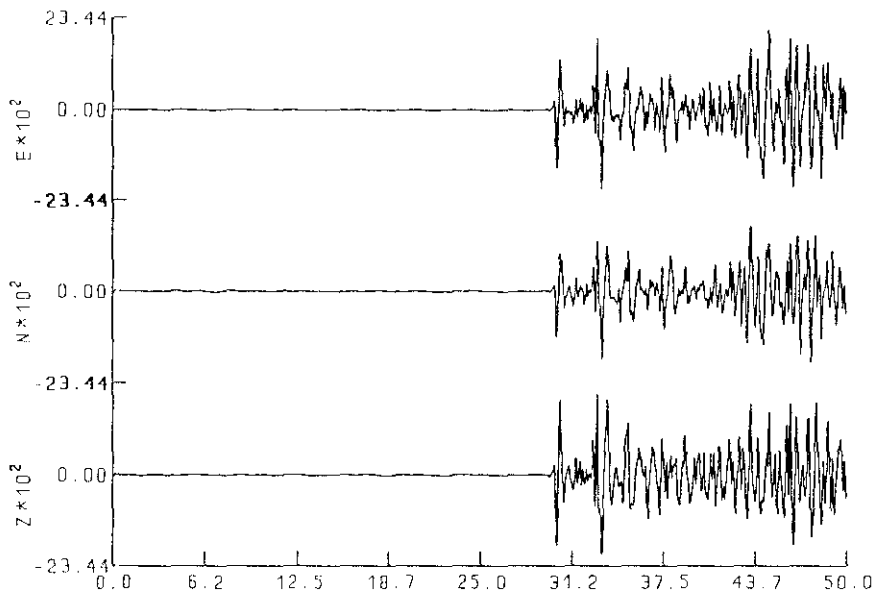


FIGURA 7.26 Componentes de corto período de la estación ESLA del terremoto de 20 de Diciembre de 1989.

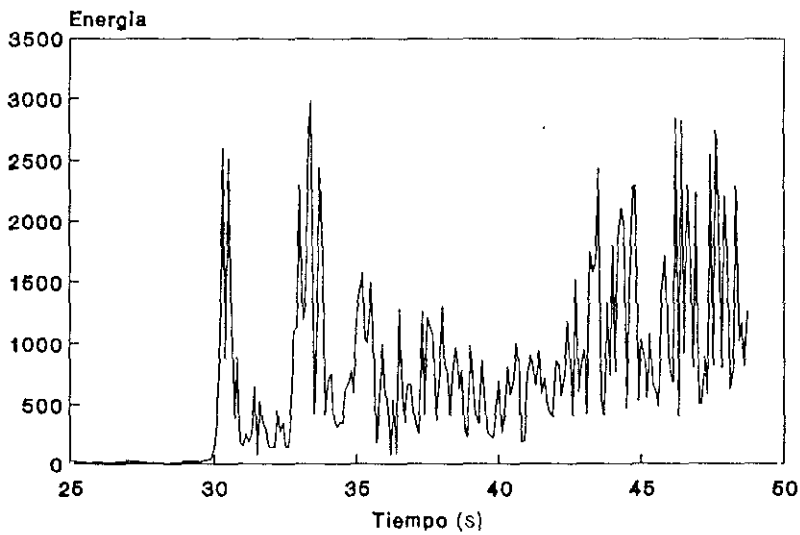


FIGURA 7.27 Distribución de la energía en la ventana de 25 segundos.

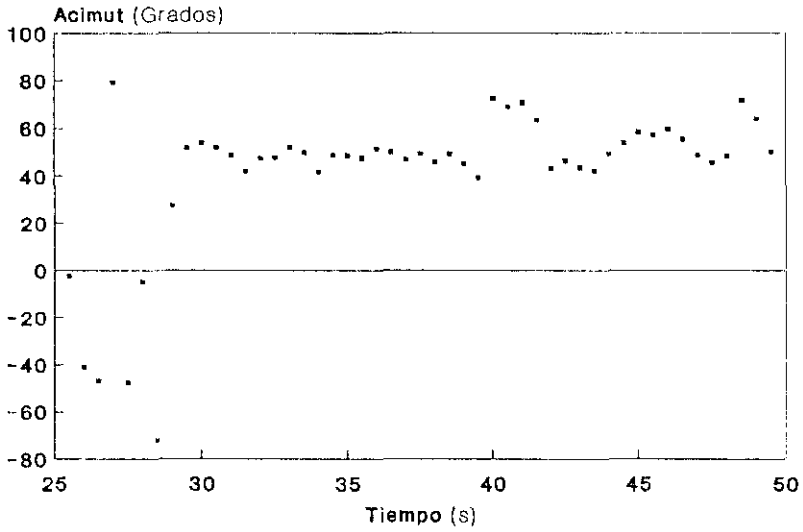


FIGURA 7.28 Distribución del acimut obtenido mediante el método de la matriz de varianza-covarianza.

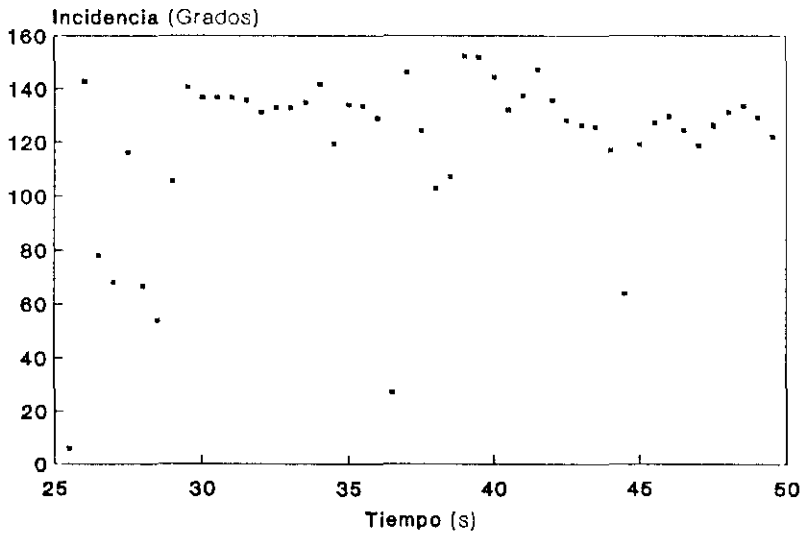


FIGURA 7.29 Distribución del ángulo de incidencia obtenido mediante el método de la matriz de varianza-covarianza.

Acimut	228.36 grados	$\sigma=4.27$
Ángulo de incidencia	44.58 grados	$\sigma=3.10$
Rectilinearidad	$r=0.98$	$\sigma=0.02$

Para el resto de los sismos regionales, los valores de estos tres parámetros y sus errores estandar están recogidos en el Apéndice 11.

Tal y como se indicó anteriormente, en este método se determina el valor medio del acimut, ángulo de incidencia y rectilinearidad a partir de una serie de puntos, por lo que se obtienen los errores estandar de los valores promediados. La distribución de estos errores para todos los sismos regionales estudiados está representada en las Figuras 7.30, 7.31 y 7.32 para el acimut, ángulo de incidencia y rectilinearidad, respectivamente. Como se puede observar, estos errores son elevados, ya que, como se analizará posteriormente, el método resulta muy sensible en la obtención de los valores propios.

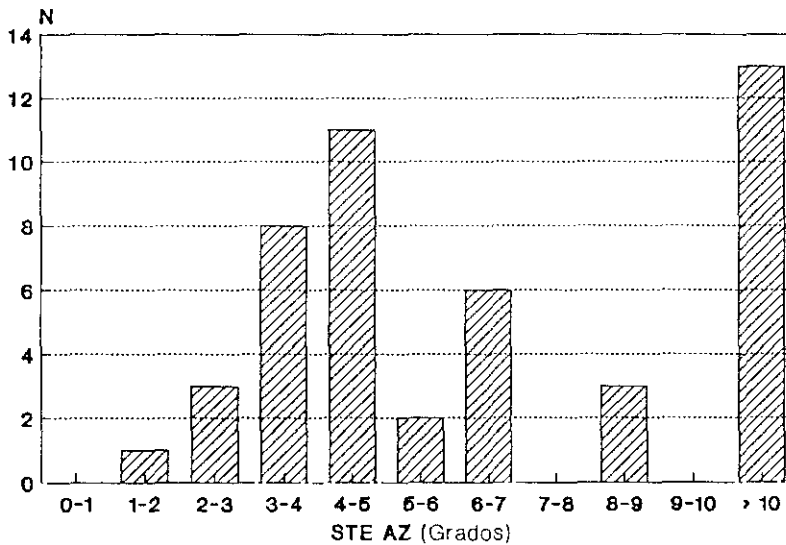


FIGURA 7.30 Distribución de los errores estandar del acimut. Método de la matriz de varianza-covarianza.

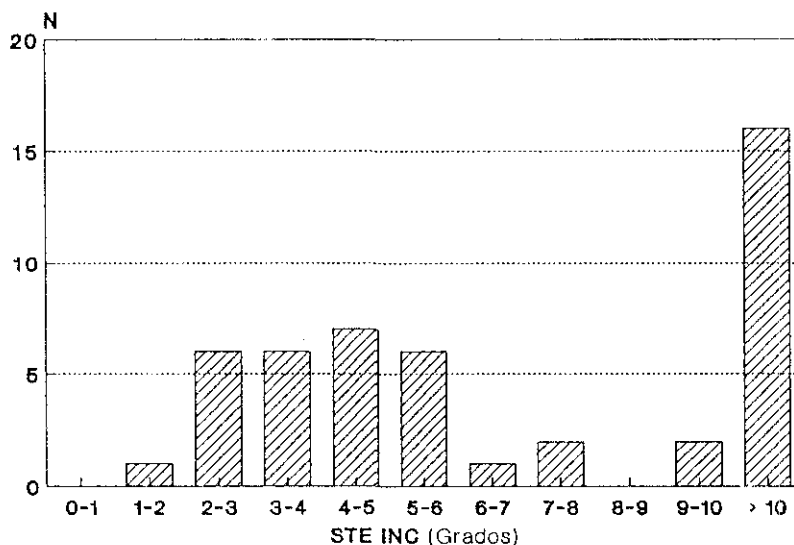


FIGURA 7.31 Distribución de los errores estandar del ángulo de incidencia. Método de la matriz de varianza-covarianza.

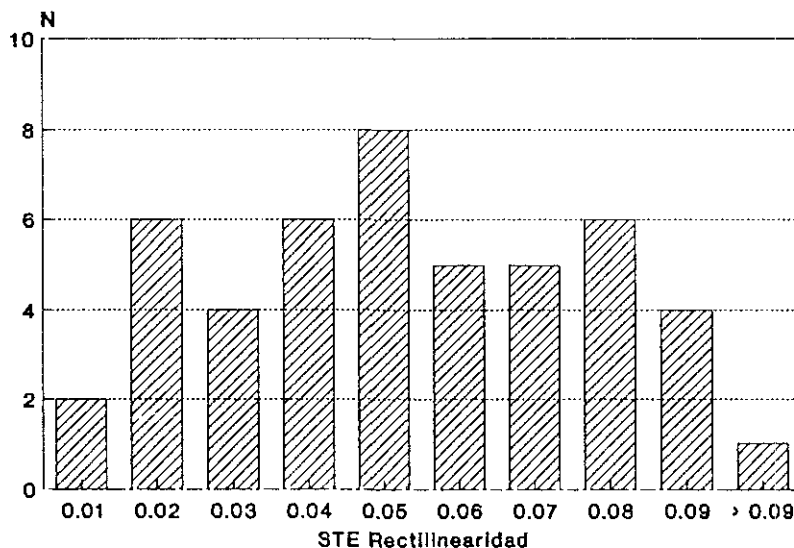


FIGURA 7.32 Distribución de los errores estandar de la rectilinearidad. Método de la matriz de varianza-covarianza.

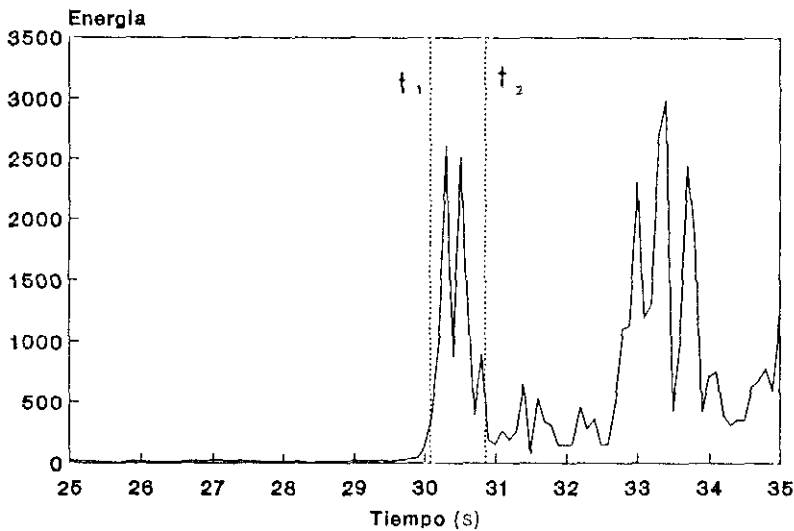


FIGURA 7.33 Determinación de la ventana t_1, t_2 para la composición del movimiento de la partícula.

A continuación vemos la composición del movimiento de la partícula. Para la elección de la ventana de tiempo que contenga la fase que queremos componer, usamos el diagrama que representa la energía en el tiempo. La Figura 7.33 refleja la ventana t_1, t_2 seleccionada ($t_1=30.08$ y $t_2=30.86$) que comprende la fase Pn. Con esta ventana, el programa dibuja el movimiento de la partícula en las componentes horizontales N-S y E-W (Figura 7.34) y permite, visualmente, ajustar la dirección del movimiento y en consecuencia del acimut. La ambigüedad de 180° la resuelve el programa al introducirse la dirección del primer movimiento de las componentes. Con este valor del acimut se obtiene la componente radial, dibujándose su composición con la componente vertical y obteniéndose, de forma análoga, el ángulo de incidencia (Figura 7.35). Los valores obtenidos para este terremoto de 20 de Diciembre de 1989, teniendo en cuenta la precisión al ser ajustes visuales, son los siguientes:

Acimut: 232 grados ; Ángulo de incidencia: 43 grados

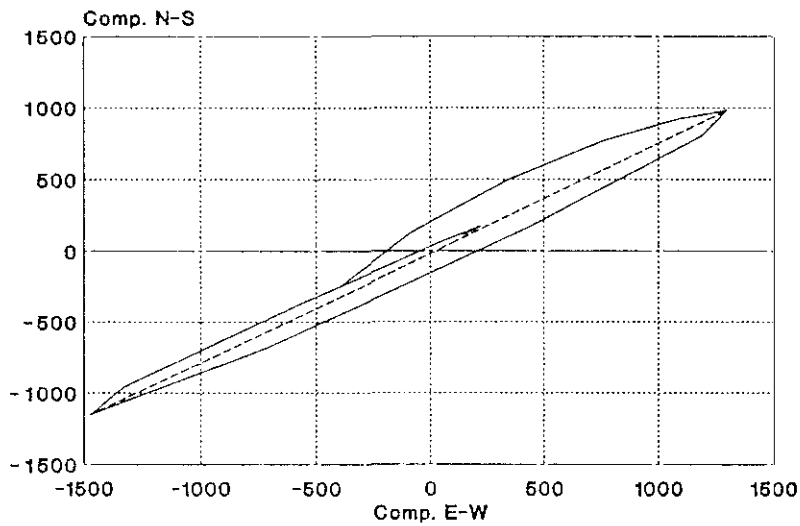


FIGURA 7.34 Composición del movimiento de la partícula para la determinación del acimut.

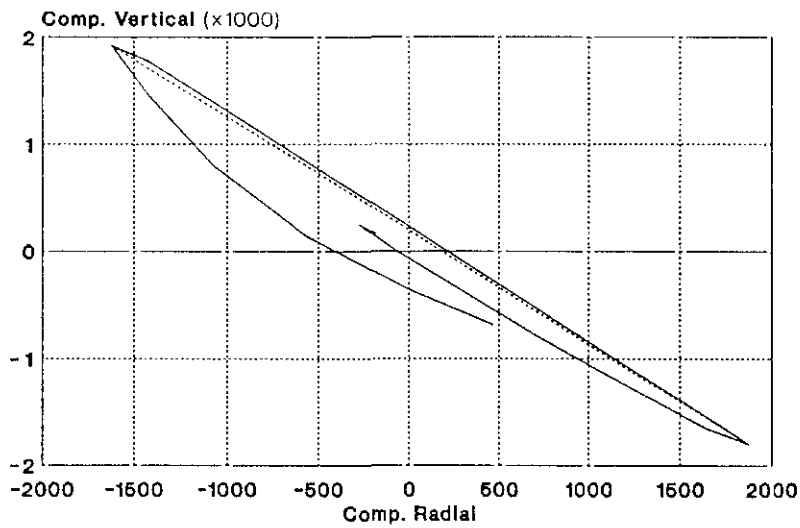


FIGURA 7.35 Composición del movimiento de la partícula para la determinación del ángulo de incidencia.

Los valores del acimut y ángulo de incidencia obtenidos por este procedimiento para el resto de los sismos regionales están reflejados en el Apéndice 12.

Veamos ahora el proceso de multiplicación de las componentes radial R, transversal T y vertical Z, que nos determinará el acimut. Con los valores del acimut y ángulo de incidencia obtenidos en el cálculo anterior de composición del movimiento de la partícula, formamos las componentes R, T y Z y realizamos el producto entre R y Z para la ventana considerada de 25 segundos (Figura 7.36). Este producto es positivo para las ondas P y nos permite seleccionar una ventana que contenga el primer impulso de esta onda en este diagrama RZ de la Figura 7.36. Para esta ventana ($t_1=30.08$ y $t_2=30.86$) realizamos el producto TZ para distintos valores del acimut, producto que será nulo para el acimut buscado.

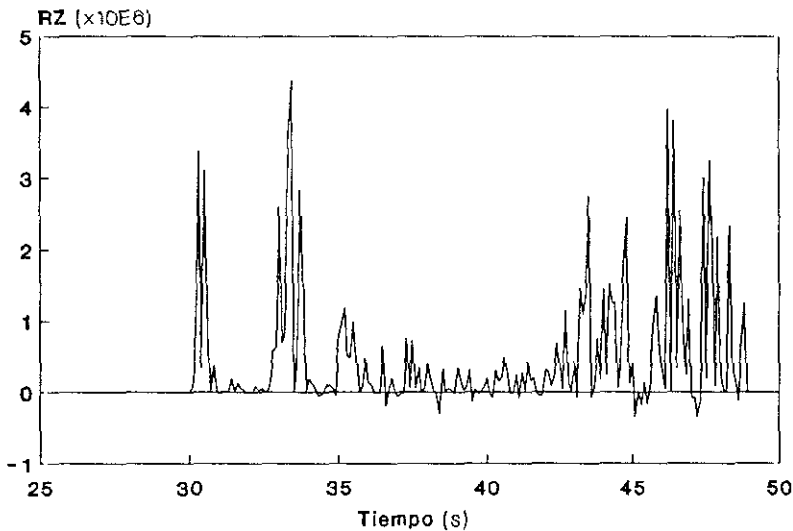


FIGURA 7.36 Producto de las componentes radial R y vertical Z.

En la Figura 7.37 hemos representado el producto TZ para un abanico del acimut de seis grados centrado en el acimut obtenido en la composición de la partícula. Este producto se anula para un valor próximo a 53° y repitiendo el proceso para una banda de acimutes más estrecha (Figura 7.38) obtenemos que el producto TZ se anula para un valor del acimut de 52.80 grados.

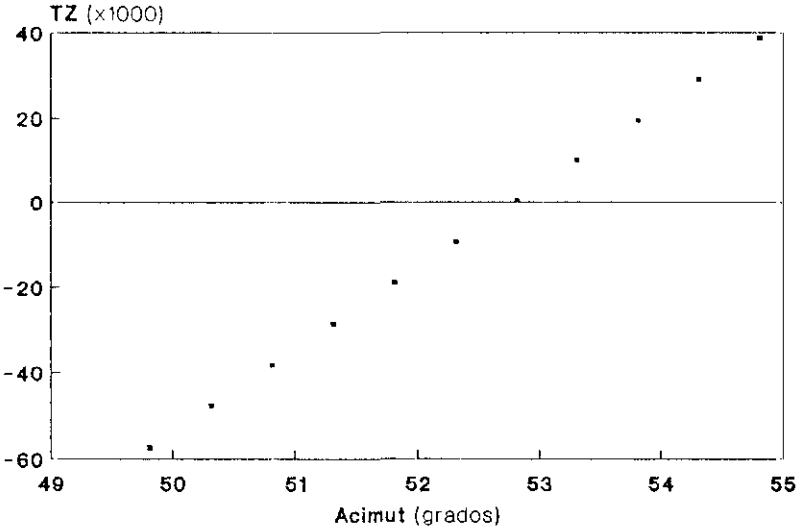


FIGURA 7.37 Producto de las componentes transversal T y vertical Z en función del acimut.

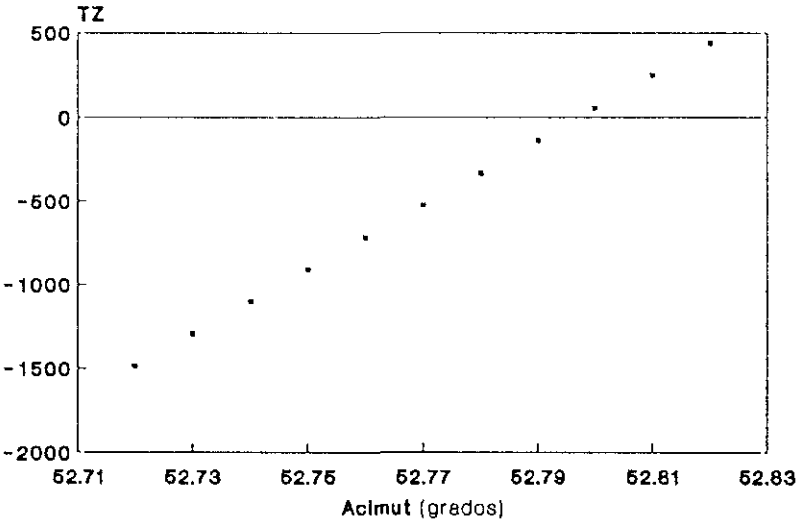


FIGURA 7.38 Producto de las componentes transversal T y vertical Z en función del acimut.

Para el resto de los sismos regionales, los acimutes calculados mediante el producto de componentes están indicados en el Apéndice 12.

Si consideramos el sistema local asociado a la onda, definido por los vectores unitarios en las direcciones L, Q y T dados por el acimut y el ángulo de incidencia, podemos representar el sismograma en este sistema local (Figura 7.39) donde vemos que la componente L, dada por la dirección de la onda P, es la de mayor amplitud, debiéndose teóricamente anular para las otras dos componentes Q y T. Este giro al sistema local lo hemos realizado, mediante el mismo programa 3CC, para todos los sismos regionales, sin embargo para aquellos terremotos con mala determinación del acimut y ángulo de incidencia, las componentes Q y T presentan una amplitud elevada si tenemos en cuenta que debe ser nula.

Aunque no lo hemos realizado debido a la lentitud del proceso, el giro al sistema local puede ser utilizado para la determinación del acimut y ángulo de incidencia mediante la variación de estos parámetros hasta conseguir la máxima amplitud en la componente L y la mínima para las otras dos.

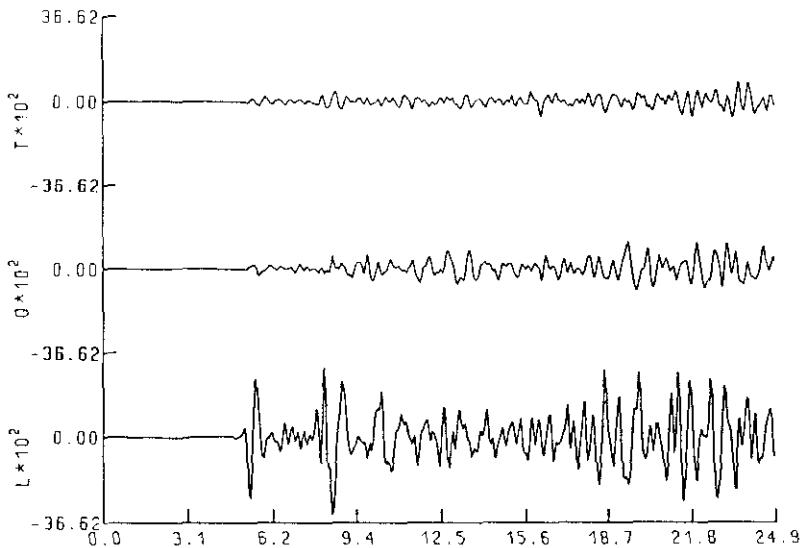


FIGURA 7.39 Componentes en el sistema L-Q-T del sismograma del terremoto de 20 de Diciembre de 1989.

Algunos de los sismos regionales estudiados, en particular aquellos con baja relación señal-ruido, han sido filtrados previamente a su análisis de polarización. Los filtros utilizados han sido de paso banda de tipo Butterworth de sexto orden (Kanasewich, 1990). De esta forma se ha eliminado gran cantidad de ruido y la señal filtrada ha sido procesada mediante el programa 3CC. En los Apéndices 11 y 12 se indican aquellos sismos que han sido filtrados y las bandas de frecuencias utilizadas.

Por último, hemos de anotar que en cinco casos no se ha podido obtener resultados en el análisis de polarización debido a la mala calidad de los datos, a pesar de haberlos pasado por varios filtros con intención de mejorar la señal.

CAPITULO VIII

ANALISIS DE RESULTADOS

Los resultados de la determinación epicentral obtenidos en los Capítulos VI y VII en la aplicación para telesismos con redes regionales y para sismos regionales con redes locales, vamos a compararlos con los parámetros reales de los citados sismos cuyos epicentros son conocidos.

VIII.1. Redes regionales.

En el Capítulo VI hemos obtenido el acimut y la velocidad aparente de sismos lejanos mediante el método de diferencias de tiempos de llegada usando la Red Sísmica Nacional. Conocidos los valores reales de los citados telesismos a partir del NEIC (Apéndice 1), vamos a realizar un análisis comparativo entre ellos.

Con objeto de analizar los errores cometidos, consideremos la Figura 8.1 en la que representamos el triángulo esférico correspondiente a la estación (S), epicentro real (Er) y epicentro calculado (Ec), así como los errores cometidos en el acimut e_A y en distancia e_D . Usando la subrutina ACIDIS, hemos determinado las distancias epicentrales reales $D_r = S-Er$ y los acimutes estación-epicentro reales (AZr). En el Apéndice 13 Asimismo, hemos calculado $e_A = AZr - AZc$, diferencia entre los acimutes reales y los calculados por el método DTL. quedan reflejados estos valores.

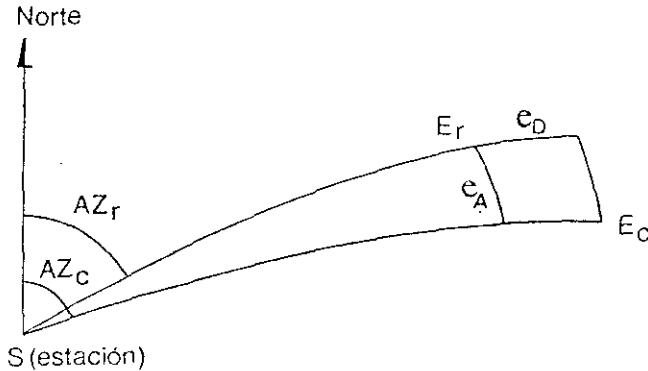


FIGURA 8.1 Errores epicentrales debidos al error en acimut e_A y al error en distancia e_D .

En primer lugar vamos a considerar los acimutes obtenidos y compararlos con sus valores reales. Una primera evaluación nos la proporciona la Figura 8.2, en la que se representa el número de sismos para los distintos intervalos de errores de acimut e_A . Como se puede apreciar, el 55% de las soluciones tienen un error en acimut inferior a 2° , y entre 2° y 4° estarían el 27% de los casos. Las soluciones con más de 4° de error acimutal corresponden a telesismos que tienen una magnitud pequeña en relación con una gran distancia epicentral, o que tienen una distancia epicentral inferior a 15° donde, como ya indicamos en el Capítulo II, el método DTL no se comporta adecuadamente, o que han sido registrados con pocas estaciones, como lo pone de manifiesto la Figura 8.3, donde los errores e_A disminuyen considerablemente a partir de seis estaciones.

Cabe preguntarse si los errores observados en acimut son mayores o menores para una zona sísmica determinada, para lo cual representamos (en escala logarítmica con objeto de apreciar mejor los valores pequeños) los errores en acimut en función del acimut real AZ_r (Figura 8.4) y en función de la distancia epicentral real D_r (Figura 8.5). Del examen de las figuras se deduce que no existe ninguna dirección ni distancia que presente mayores errores que otra, pudiéndose apreciar solamente una ligera disminución de los errores en acimut al

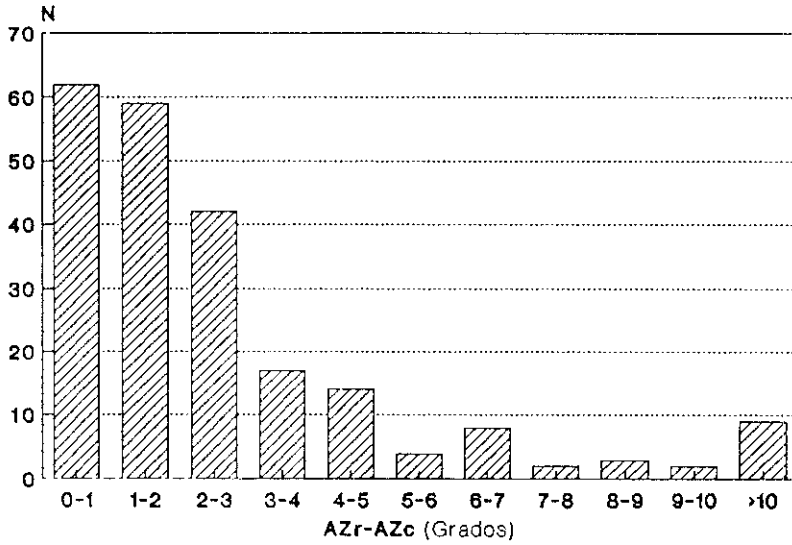


FIGURA 8.2 Distribución de los errores en acimut.

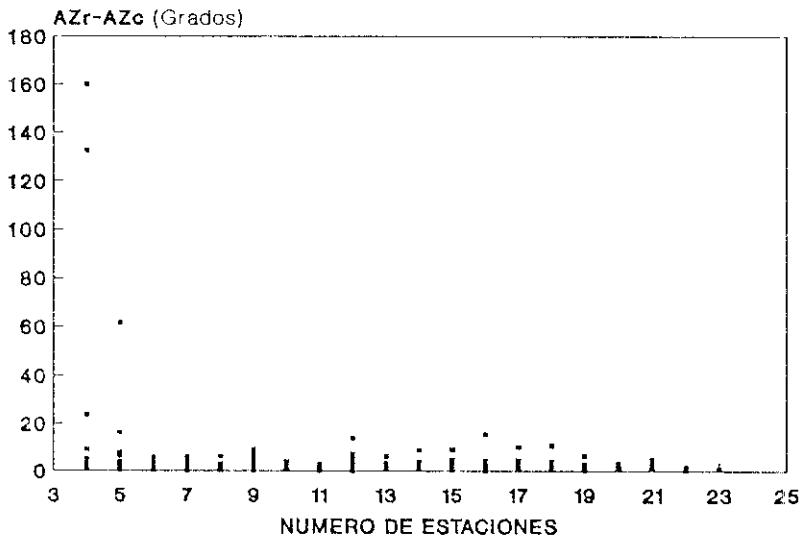


FIGURA 8.3 Distribución de los errores en acimut en función del número de estaciones.

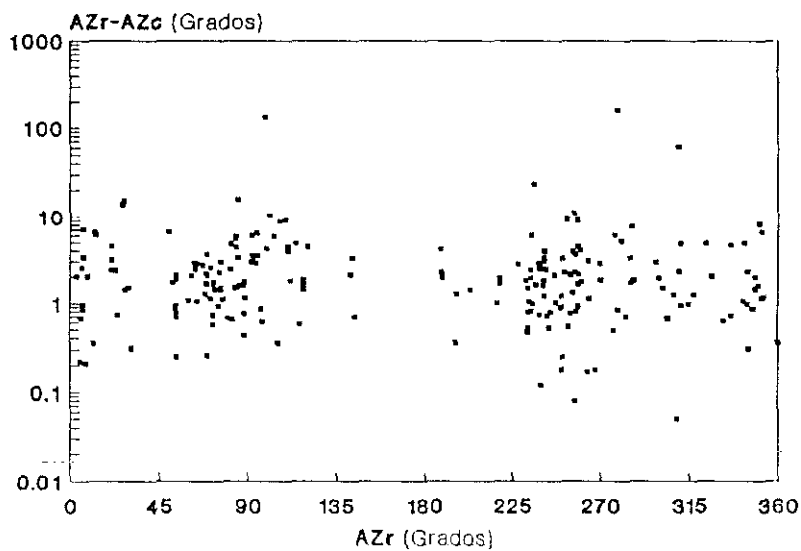


FIGURA 8.4 Distribución de los errores en acimut en función del acimut real.

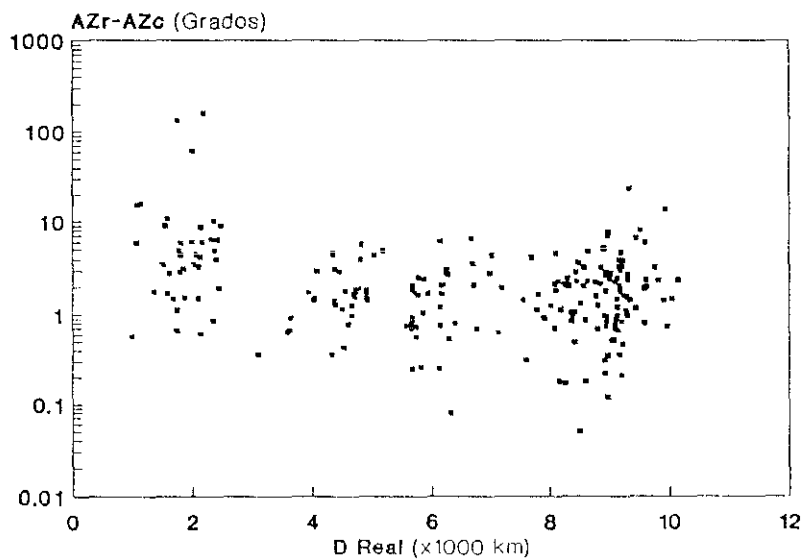


FIGURA 8.5 Distribución de los errores en acimut en función de la distancia epicentral real.

aumentar la distancia epicentral, lo cual puede ser debido a la consideración en el método de cálculo del frente de onda plano.

Estos errores en acimut, e_A , no dan una medida del error epicentral en distancia cometido, por lo que hemos de cuantificarlo introduciendo la distancia epicentral D_r (Figura 8.1). La Figura 8.6 muestra este error epicentral, d_A (debido solamente a los errores en acimut), en función de la distancia real D_r . De la observación de esta figura se deduce que, a pesar de existir un agrupamiento correspondiente a las distancias donde se producen los focos sísmicos, el menor error (< 200 km.) se mantiene en un 70% de los sismos, existiendo una fracción del 25% con errores comprendidos entre 200 y 400 km.

Vamos a considerar ahora el cálculo de la velocidad aparente y su correlación con la distancia epicentral. En la aplicación del método DTL se obtenía la distancia a partir de la velocidad aparente usando las tablas de Herrin, no obstante, las distancias obtenidas no se ajustaban bien para todo el rango de distancias, tal y como se indicaba en el capítulo VI, y como se pone de manifiesto en la Figura 8.7, donde se reflejan los valores de la velocidad aparente, calculados por el método DTL, en función de la distancia real conocida. Asimismo la figura incluye los valores obtenidos por Herrin (1968) a partir de tiempos de llegada observados de la onda P. Esta circunstancia también se puede apreciar en la Figura 8.8, donde hemos representado la distancia epicentral

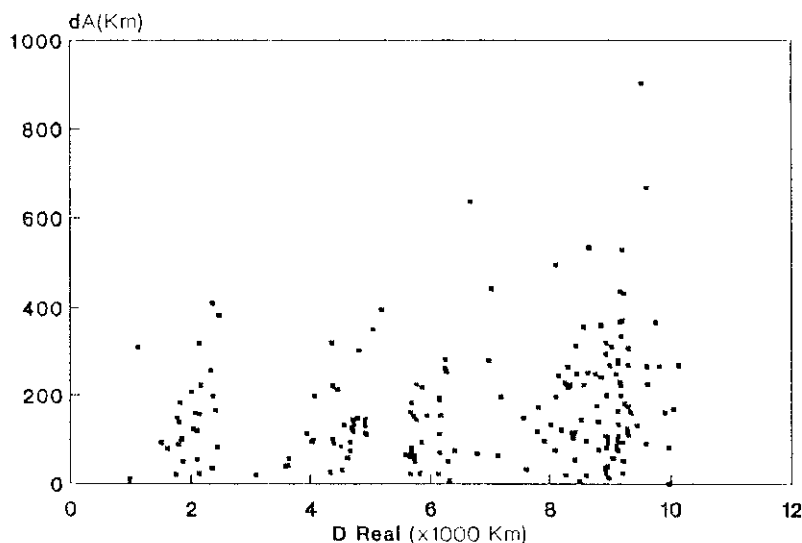


FIGURA 8.6 Distribución del error epicentral debido a errores en acimut en función de la distancia epicentral real.

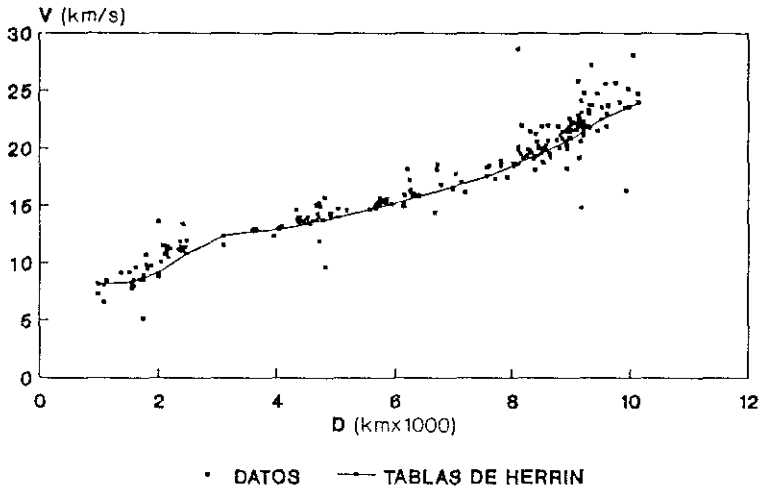


FIGURA 8.7 Distribución de la velocidad aparente con la distancia para los datos calculados y para los obtenidos por Herrin.

obtenida a partir de la curva de Herrin en función de la distancia real. Se observa que la mayor parte de los sismos tienen una distancia real inferior a la calculada e incluso muchos de ellos tienen más de un 10% de desviación, sobre todo a distancias inferiores a los 3000 km.

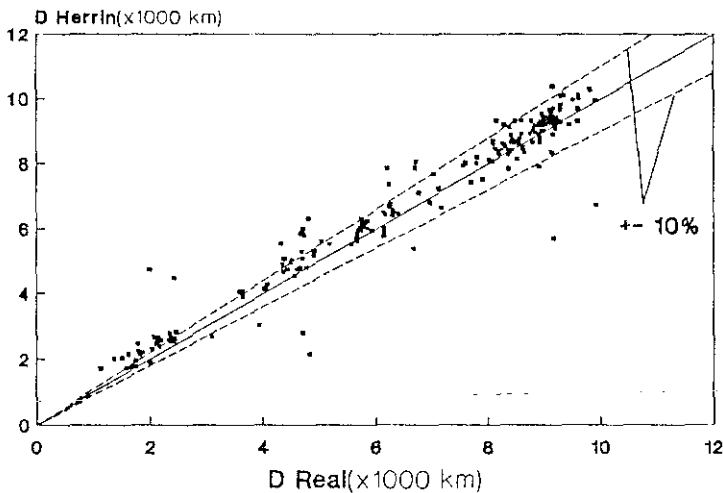


FIGURA 8.8 Distribución de las distancias calculadas a partir de la curva de Herrin en función de la distancia real.

Con objeto de mejorar el cálculo de la distancia epicentral, vamos a realizar, por un lado, la eliminación de los puntos dispersos de la Figura 8.7 y, por otro, la sustitución de la curva de Herrin por otra que se ajuste mejor a los resultados.

Para eliminar la dispersión vamos a ver que los puntos que se separan de la curva de Herrin corresponden a sismos cuyas soluciones tienen errores estandar elevados. Si representamos los errores estandar del acimut (Figura 8.9), de la velocidad aparente (Figura 8.10), y el RMS (Figura 8.11) en función de la diferencia o error en acimut $AZ_r - AZ_c$, podemos apreciar la correspondencia anteriormente citada, existiendo un valor de los errores a partir del cual las soluciones se pueden considerar desechables.

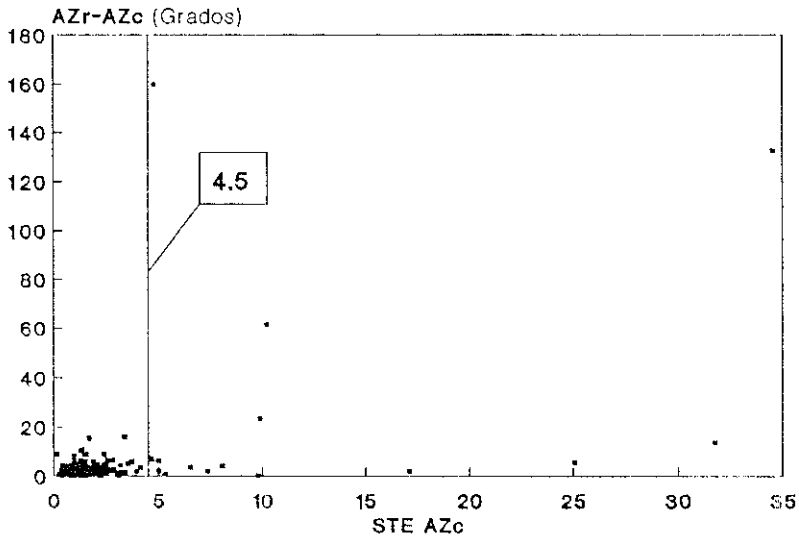


FIGURA 8.9 Distribución del error estandar del acimut en función del error en acimut.

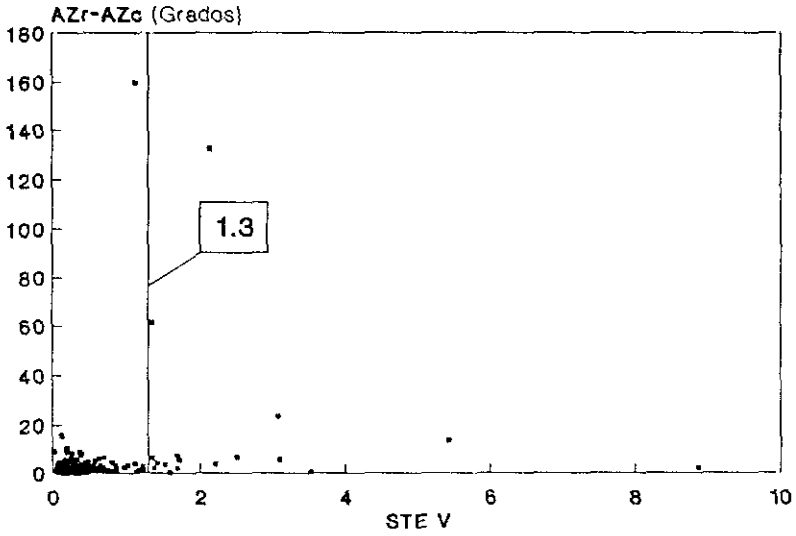


FIGURA 8.10 Distribución del error estandar de la velocidad aparente en función del error en acimut.

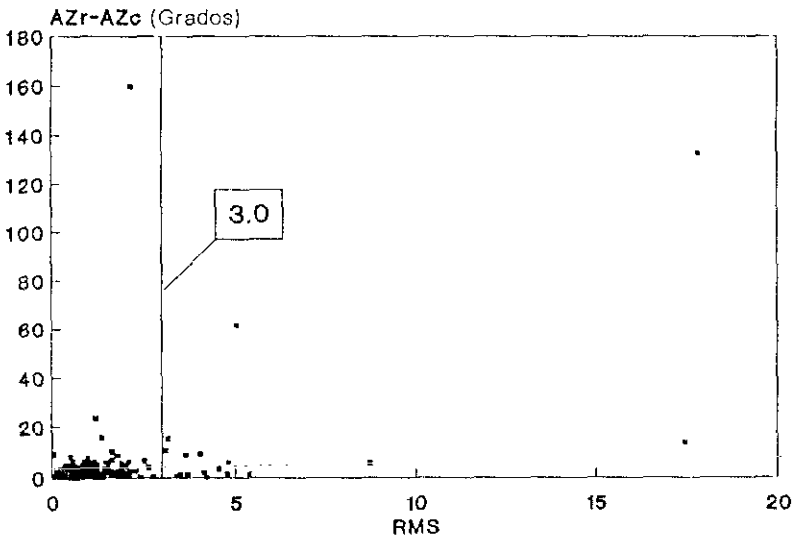


FIGURA 8.11 Distribución del RMS en función del error en acimut.

Si eliminamos aquellos sismos cuyos errores cumplan, al menos, una de las siguientes condiciones:

- Error standard del acimut..... ≥ 4.5
- Error standard de la velocidad... ≥ 1.3
- RMS..... ≥ 3.0

lo que corresponde aproximadamente al 13% de la muestra, obtenemos un mejor ajuste de los puntos, tal y como se observa en la Figura 8.12.

Esta eliminación de la dispersión alrededor de la curva de Herrin nos permite ahora sustituir la citada curva por un ajuste entre la velocidad aparente y la distancia. Mediante el programa AJUVEL se han ajustado dichos valores por mínimos cuadrados a tres tramos rectilíneos, cuyos parámetros de cálculo están reflejados en la Tabla VIII.1. En la Figura 8.12 también se indican los tres tramos del ajuste, cuyas coordenadas en el plano v-D están indicadas en la Tabla VIII.2.

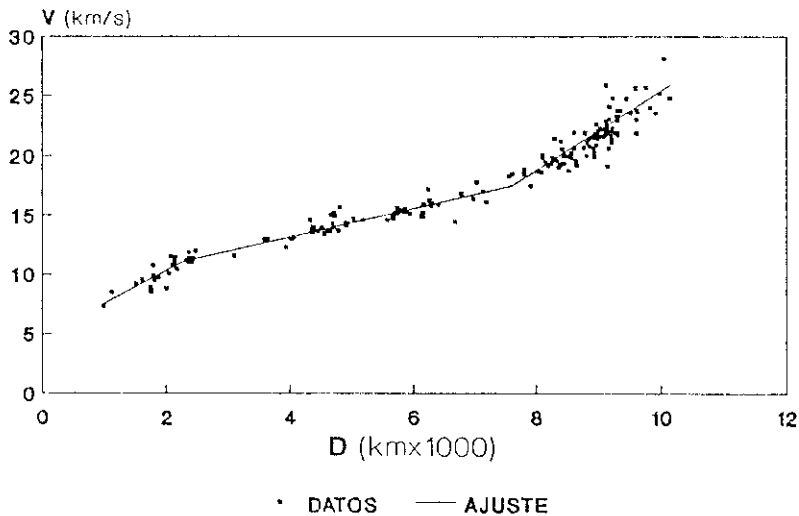


FIGURA 8.12 Distribución de la velocidad aparente con la distancia para los datos obtenidos y rectas de ajuste.

TABLA VIII.1

Tramo	1	2	3
Pendiente	0.0028	0.0012	0.0033
Punto de corte eje Y	4.74	8.39	-7.57
Coefficiente Correlación	0.88	0.92	0.82
Error standard estima de v	0.57	0.59	1.06

El límite inferior del tramo 1 no se ha indicado su valor debido a que la muestra de sismos a distancias inferiores a 1500 Km. es muy pequeña y también a que el método de cálculo pierde precisión a cortas distancias. Hemos de señalar también que la pendiente de la curva de Herrin a distancias cortas es muy pequeña, lo que conlleva una muy mala resolución de la distancia a partir de la velocidad (Figura 8.7).

TABLA VIII.2

		LIMITE INFERIOR	LIMITE SUPERIOR
TRAMO 1	V (Km/s)	-	11.12
	D (Km)	-	2277
TRAMO 2	V	11.12	17.50
	D	2277	7599
TRAMO 3	V	17.50	25.86
	D	7599	10130

Una vez deducida la distancia epicentral a partir del ajuste V-D, en la Figura 8.13 comparamos ésta con la distancia real, donde podemos observar una buena correlación, existiendo, no obstante, 26 sismos con un error relativo en la distancia estimada superior al 10%.

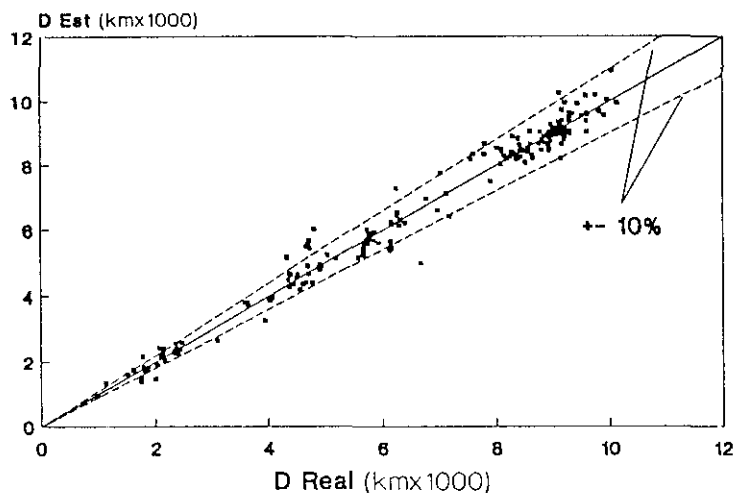


FIGURA 8.13 Distribución de la distancia epicentral estimada a partir del ajuste en función de la distancia real.

Algunos autores (Faber, 1986) han establecido correcciones de tiempo en las horas de llegada a las estaciones con objeto de reducir errores en el cálculo epicentral. Estos errores pueden estar motivados por variaciones laterales de la velocidad, por lo que se ha estudiado la correlación entre las diferencias de velocidad obtenida y estimada, $V-V_{est}$, con la distancia y con el acimut, no obteniéndose resultados apreciables. Consideramos que la geometría y el gran tamaño de la red no permite establecer dichas correcciones, además de disponer de una muestra no suficientemente grande de telesismos, por lo que habrá que esperar a futuros trabajos en este sentido.

Si resumimos el proceso seguido en el cálculo epicentral, vemos que se han cometido dos errores, uno, d_A , debido a la diferencia entre el acimut calculado y el acimut real, y otro $e_D = D_{est} - D_r$, debido a la estimación, mediante el ajuste obtenido, de la distancia a partir de la velocidad aparente. Si comparamos conjuntamente la influencia de cada uno de estos errores, se deduce que los errores debidos a la estimación de la distancia epicentral a partir de la velocidad aparente son mayores que los obtenidos por la diferencia de acimutes. Esta circunstancia puede ser apreciada en la figura 8.14 donde se representan los errores relativos de la distancia, en tantos por ciento, para la velocidad (e_D/D_r) y el acimut (d_A/D_r).

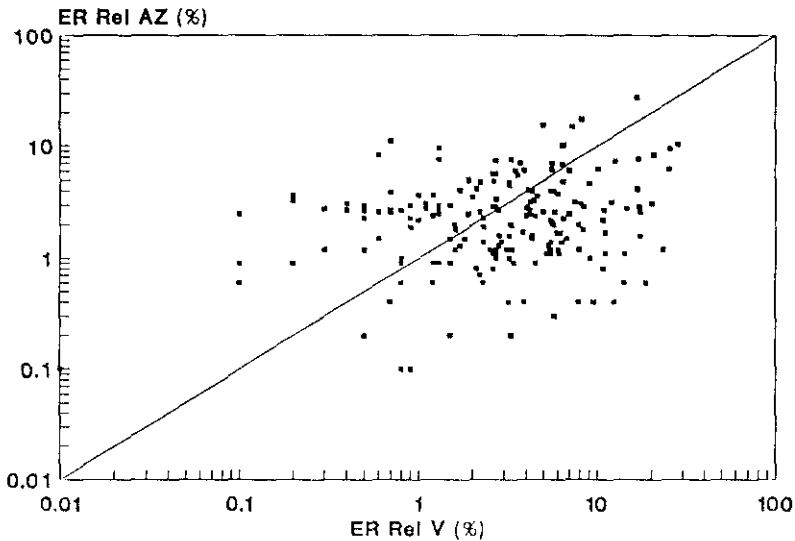


FIGURA 8.14 Distribución de los errores relativos (en tantos por ciento) cometidos para la distancia epicentral en función de su estimación a partir de la velocidad y del acimut.

De todo lo anteriormente expuesto, podemos establecer un proceso de cálculo epicentral de telesismos que contemple los resultados obtenidos en este método de diferencias de tiempos de llegada. (Figura 8.15).

Este procedimiento de cálculo permite eliminar, por un lado aquellos sismos cuya distancia epicentral no esté comprendida en el rango de distancias adecuado, y por otro aquellos sismos cuyos errores superen un umbral mínimo a partir del cual el epicentro se considera mal localizado. Por otro lado, se ha sustituido el cálculo de la distancia mediante las tablas de Herrin por un nuevo ajuste dividido en tres tramos, permitiendo reducir notablemente los errores cometidos originariamente en la distancia epicentral.

Actualmente este proceso de cálculo se está realizando sistemáticamente en la Red Sísmica Nacional para la localización epicentral de los sismos lejanos, con resultados bastante aceptables.

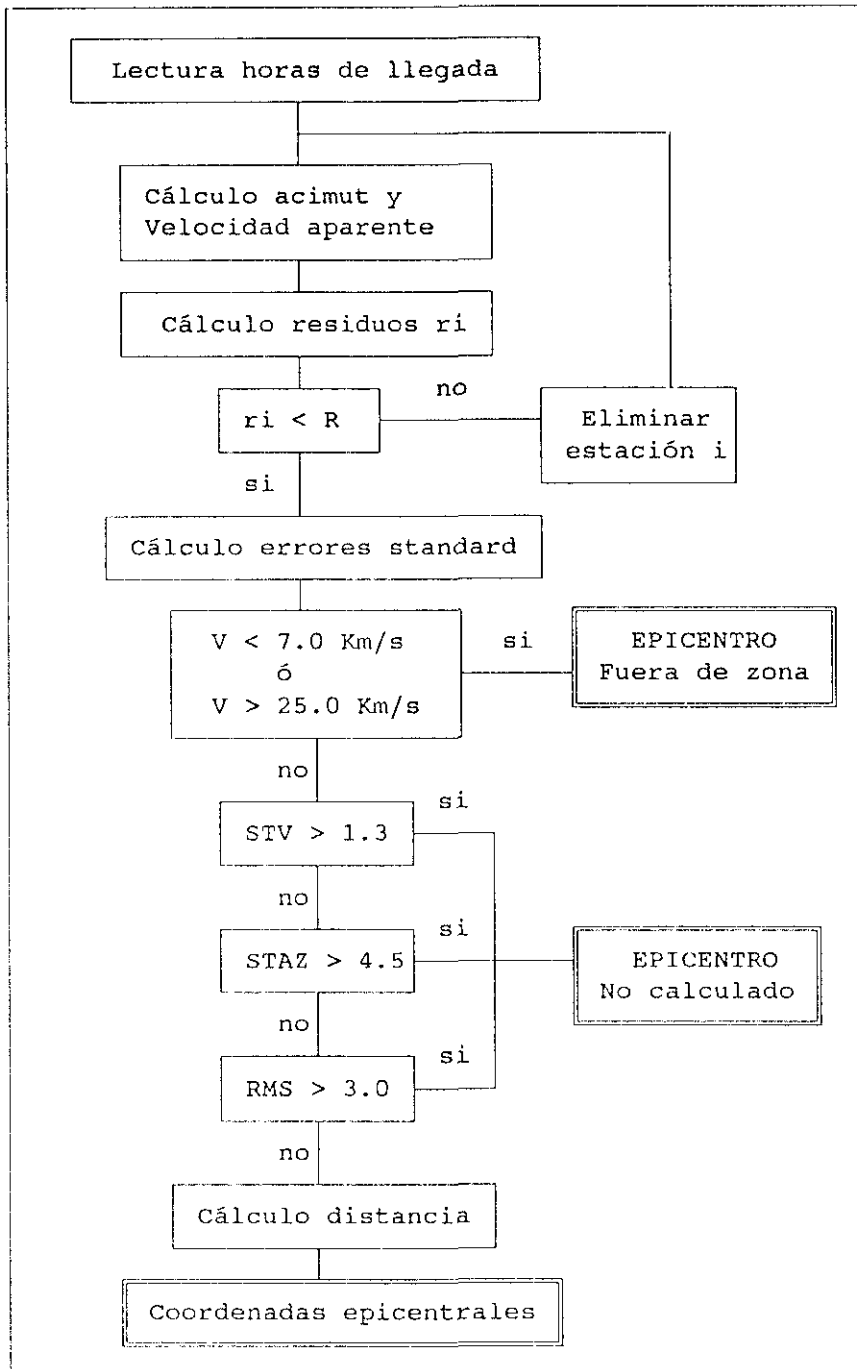


FIGURA 8.15 Proceso de cálculo para telesísmos mediante el método DTL a partir de los resultados.

VIII.2. Redes locales.

Los métodos utilizados en el capítulo anterior para la determinación del acimut (AZ), velocidad aparente (VAP) o ángulo de incidencia (AIN) van a ser comparados con los valores reales del acimut y de la distancia epicentral que se relacionaron en el Apéndice 3, lo que nos permitirá analizar el comportamiento de cada uno de ellos. Estos métodos, y los parámetros que se obtienen, los resumimos en la siguiente relación:

DTL.	- Diferencia de tiempos de llegada. (AZ, VAP).
RS.	- Retardo y suma simple. (AZ, VAP).
CV3S.	- Convencional con ventana de 3 segundos. (AZ, VAP).
CV5S.	- Convencional con ventana de 5 segundos. (AZ, VAP).
LEN1.	- Análisis de lentitud con banda de 1 Hz. (AZ, VAP).
LEN2.	- Análisis de lentitud con banda de 2 Hz. (AZ, VAP).
AUTO.	- Matriz de varianza-covarianza. (AZ, AIN).
COMP.	- Composición del movimiento de la partícula. (AZ, AIN).
PROD.	- Producto de componentes. (AZ).

Las abreviaturas que se indican serán las utilizadas para la identificación más fácil de cada método.

En primer lugar veamos la determinación del acimut. Para ello hemos dividido el error en acimut, definido como la diferencia en grados del real menos el calculado, en veinte intervalos de clase según el cuadro siguiente:

-J	-I	-H	-G	-F	-E	-D	-C	-B	-A
-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1
-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Los errores en acimut superiores a $\pm 10^\circ$ representan una pequeña parte y se tendrán en cuenta por separado ya que consideramos que son anómalos y obedecen a otro tipo de factores, además de que distorsionarían los resultados.

Las Figuras 8.16 a 8.24 reflejan la distribución de los errores del

acimut, según los intervalos de clase definidos anteriormente, para cada uno de los nueve métodos. Del simple análisis de estos histogramas, puede apreciarse que los tres métodos de polarización (AUTO, COMP y PROD) son los que presentan una mayor dispersión, siendo por el contrario el método RS el menos dispersado. Esta circunstancia la podemos observar cuantitativamente analizando los valores medios de estos errores del acimut, tomados en valor absoluto, y sus errores estandard, tal y como se detallan en la Tabla VIII.3.

TABLA VIII.3

	DTL	RS	CV3S	CV5S	LEN1	LEN2	AUTO	COMP	PROD
m	2.67	2.01	2.56	3.00	2.39	2.38	3.01	4.03	4.42
σ	2.09	1.72	2.13	2.62	1.90	1.96	2.14	2.52	2.53

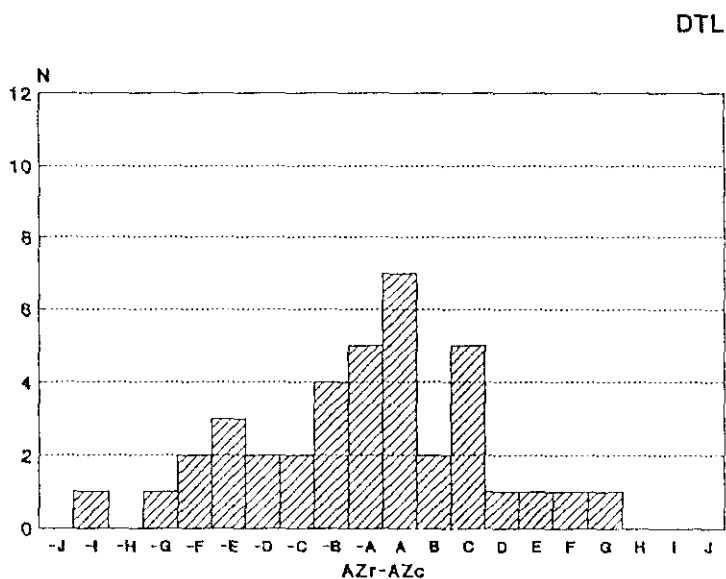


FIGURA 8.16 Distribución de los errores del acimut para el método de diferencias de tiempos de llegada (DTL).

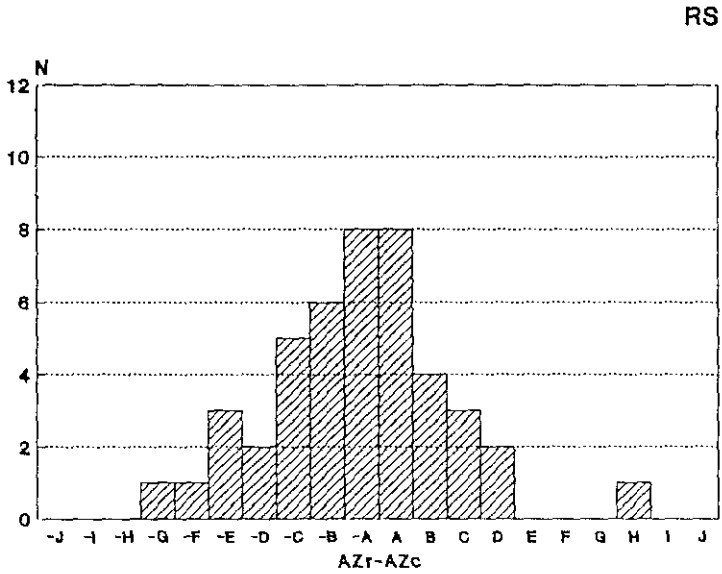


FIGURA 8.17 Distribución de los errores del acimut para el método de retardo y suma (RS).

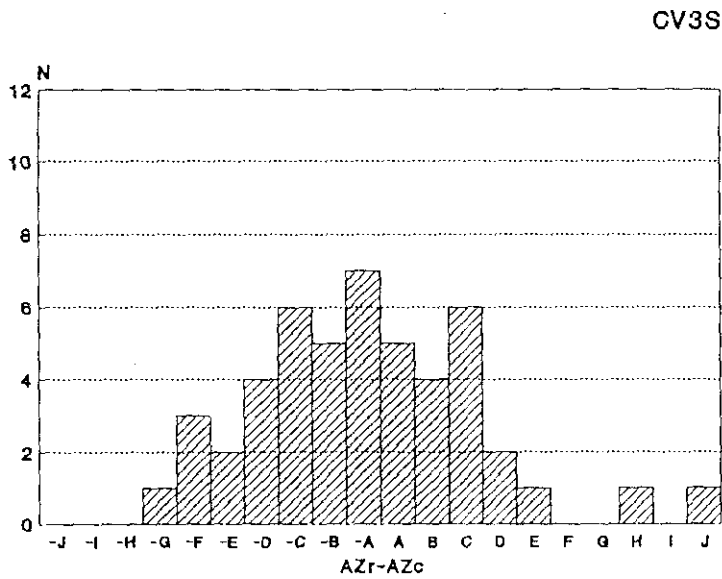


FIGURA 8.18 Distribución de los errores del acimut para el método convencional con ventana de 3 segundos (CV3S).

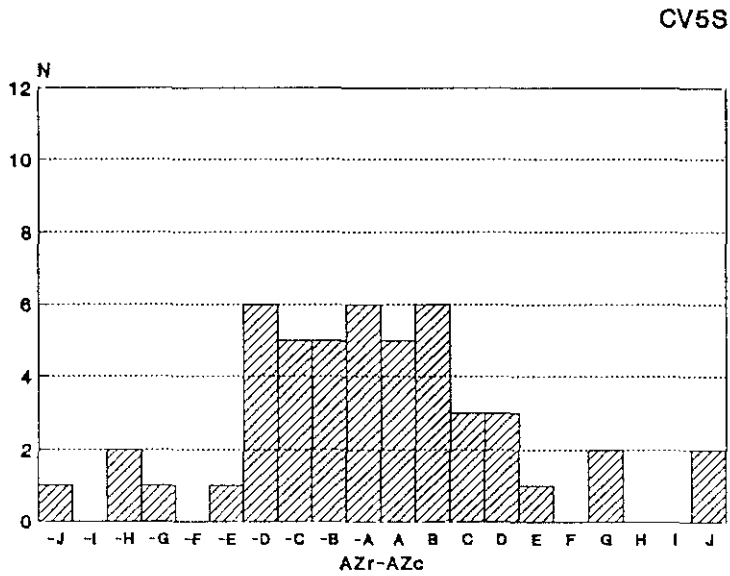


FIGURA 8.19 Distribución de los errores de acimut para el método convencional con ventana de 5 segundos (CV5S).

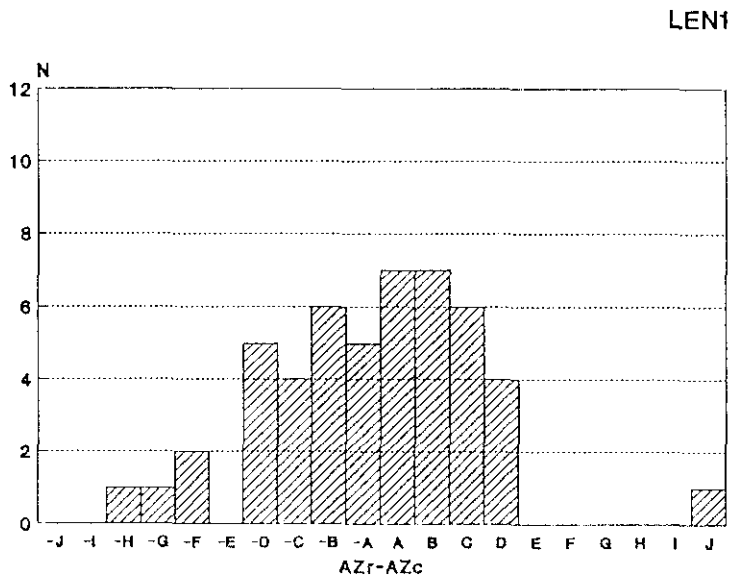


FIGURA 8.20 Distribución de los errores del acimut para el análisis de la lentitud en la banda 1 Hz (LEN1).

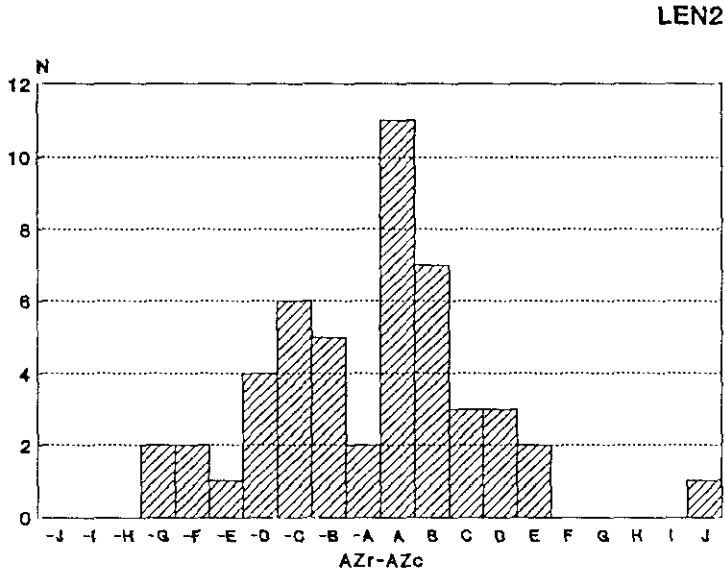


FIGURA 8.21 Distribución de los errores del acimut para el análisis de la lentitud en la banda de 2 Hz (LEN2).

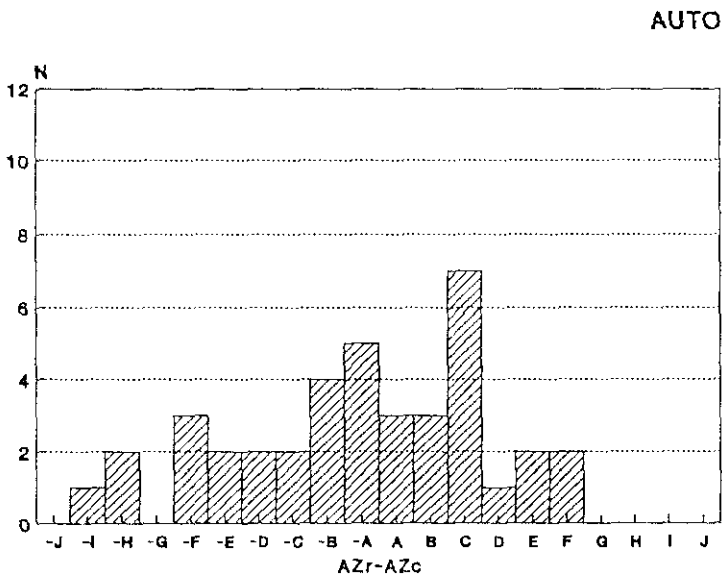


FIGURA 8.22 Distribución de los errores del acimut para el método de la matriz de varianza-covarianza (AUTO).

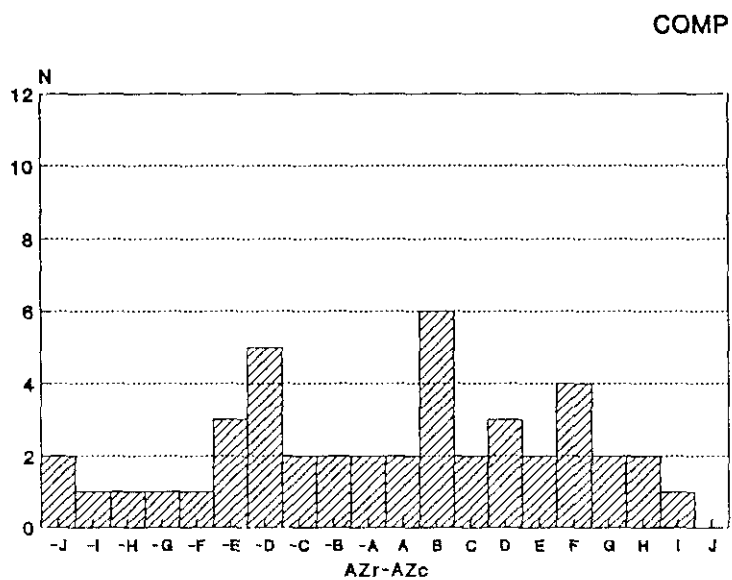


FIGURA 8.23 Distribución de los errores del acimut para la composición del movimiento de la partícula (COMP).

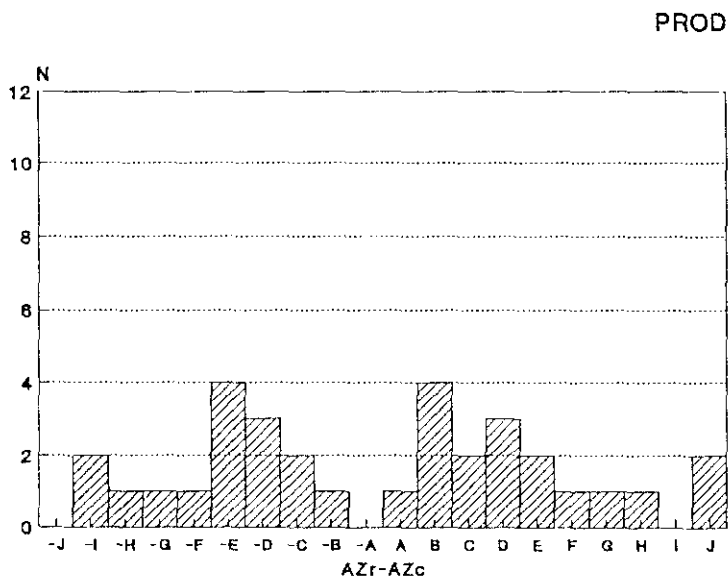


FIGURA 8.24 Distribución de los errores del acimut para el producto de componentes (PROD).

La elección de los 10 grados como límite para la consideración de los errores en acimut se puede justificar aquí si comparamos los valores obtenidos, por ejemplo para los métodos RS y PROD, con los que obtendríamos si considerásemos todos los errores en acimut, pues el método RS tendría unos valores de $m=16.50$ y $\sigma=38.96$ y el método PROD $m=8.72$ y $\sigma=8.49$, lo que induce a falsas consecuencias como veremos a continuación.

De la Tabla VIII.3 observamos como efectivamente los métodos COMP y PROD son los que tienen un valor medio de los errores más alto, superior a 4 grados, y presentan mayor dispersión con errores estándar de 2.52 y 2.53 grados, respectivamente. Por el contrario, el método RS es el de menor valor medio de los errores del acimut, 2.01 grados, y menor error estándar, lo que indica, en principio, que es el método que mejor se comporta. No obstante, hemos de analizar ahora aquellos errores superiores a los 10° . En la Tabla VIII.4 indicamos, para cada método, el número de sismos con errores del acimut comprendidos entre $\pm 10^\circ$ y con errores superiores a 10° . También incluimos el número de sismos cuyo cálculo no se ha podido realizar (NC) y el número de sismos en que cada método presenta la mejor solución respecto del acimut (MS).

TABLA VIII.4

	DTL	RS	CV3S	CV5S	LEN1	LEN2	AUTO	COMP	PROD
$\pm 10^\circ$	38	44	48	49	49	49	39	44	32
$>10^\circ$	4	8	4	3	3	3	8	3	15
NC	10	-	-	-	-	-	5	5	5
MS	7	7	10	6	6	8	4	3	1

Del examen de los histogramas y tablas anteriores podemos reseñar las siguientes características de la determinación del acimut para cada método:

- *Método DTL*. Es el más sencillo de todos al usar solamente las lecturas de los tiempos de llegada de alguna fase que sea fácil de identificar. A pesar de que el muestreo no permite una precisión en las lecturas superior a 0.05 seg, el número de sismos con error inferior a 10° es del 73%, de los cuales

aproximadamente la mitad (35%) tiene errores comprendidos entre $\pm 2^\circ$. Por otro lado es muy sensible a la relación SNR, por lo que en 10 casos con bajo nivel de SNR no se ha podido determinar el acimut al no haber sido posible efectuar las lecturas.

- *Método RS.* Dentro de los métodos clásicos de procesamiento de dispositivos sísmicos es el más sencillo y se comporta bastante bien pues el 50% de los casos tienen errores en acimut inferiores a $\pm 2^\circ$, de los que más de la mitad (31%) no superan los $\pm 1^\circ$ de error. De los 8 casos con errores superiores a los $\pm 10^\circ$, en cinco de ellos se producen los máximos relativos que comentamos en el capítulo anterior (ver Apéndice 6) y con direcciones muy próximas al acimut real.

- *Método convencional.* Para las dos ventanas de 3 y 5 segundos usadas en este método, su comportamiento resulta similar, ambos con errores menores a $\pm 2^\circ$ en un 40-42% de los casos. No obstante, el de 3 segundos tiene menos valores medios de los errores en acimut y errores estándar y, además, presenta la mejor solución en acimut de todos los métodos en 10 sismos. Tiene buen poder de resolución para los sismos con bajo nivel de SNR.

- *Análisis de la lentitud.* Dentro de las bandas de frecuencia usadas en este método, el comportamiento es prácticamente idéntico para ambas, con pocos casos (6%) que superen errores de $\pm 10^\circ$. Asimismo, para el 48% de los sismos sus errores en acimut son inferiores a $\pm 2^\circ$. Análogamente al método convencional, presenta buenos resultados para bajos niveles del SNR.

- *Análisis de polarización.* Como ya hemos señalado, la determinación del acimut con estaciones de 3 componentes es la que peor resultados ofrece en comparación con los métodos anteriores. De los tres métodos de polarización, el que menos dispersión presenta es el de la matriz de varianza-covarianza y, por contra, el de mayores errores es el del producto de las componentes, con un 29% de sismos con errores superiores a $\pm 10^\circ$. Por otro lado, el filtrado realizado a algunos sismos he permitido mejorar la determinación del acimut para los métodos AUTO y COMP, mejora no obtenida sin embargo para el método PROD. Estos métodos vienen muy afectados por la relación SNR y según algunos autores para valores del SNR $> 10\text{dB}$ se obtienen buenos resultados en la determinación del acimut (Jarpe y Dowla, 1991; Thurber *et al*, 1989).

En los métodos en los que interviene la influencia geométrica del dispositivo, no se han detectado mayores errores en las direcciones de menor resolución respecto de las otras. Esto puede ser debido al hecho de no haber dispuesto de una muestra de sismos regionales que abarcara de forma homogénea todas las direcciones acimutalmente.

Con objeto de analizar la influencia de los errores cometidos en el acimut sobre la determinación epicentral (ver Figura 8.1), hemos dibujado las curvas de igual error epicentral obtenidas en función del error en acimut y de la distancia epicentral (Figuras 8.25, 8.26 y 8.27). Como ya indicamos en el apartado V.3, el 75% de los sismos regionales están comprendidos entre los 200 y 500 km de distancia epicentral, lo que correspondería a errores epicentrales entre 6 y 18 km para errores de acimut de $\pm 2^\circ$, y entre 35 y 90 km para errores de $\pm 10^\circ$. Hemos de señalar que errores epicentrales, de hasta 10 km, son perfectamente aceptables en el cálculo epicentral de sismos regionales a partir de redes regionales.

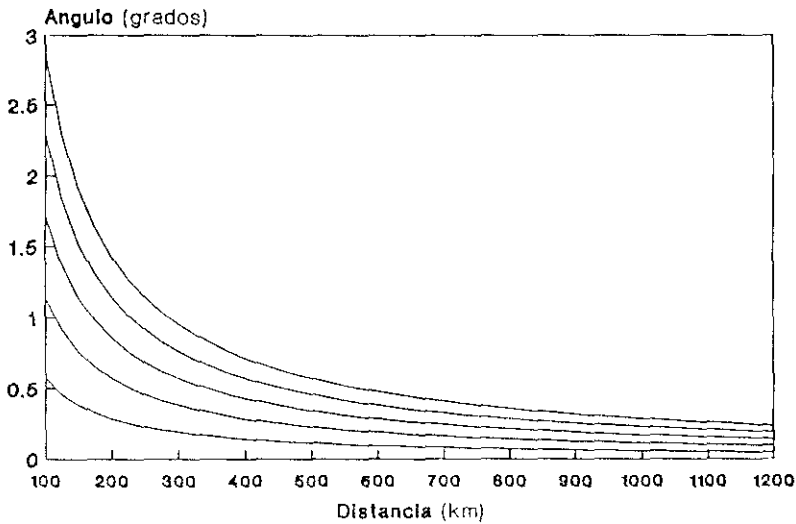


FIGURA 8.25 Curvas de igual error epicentral en función de la distancia y del error en acimut (ángulo). Las curvas corresponden, de abajo hacia arriba, a errores epicentrales de 1, 2, 3, 4 y 5 km.

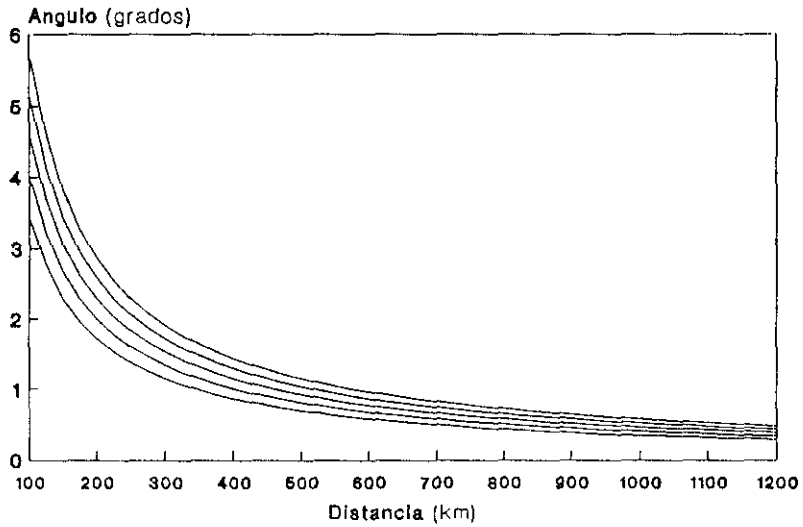


FIGURA 8.26 Curvas de igual error epicentral en función de la distancia y del error en acimut (ángulo). Las curvas corresponden, de abajo hacia arriba, a errores epicentrales de 6, 7, 8, 9 y 10 km.

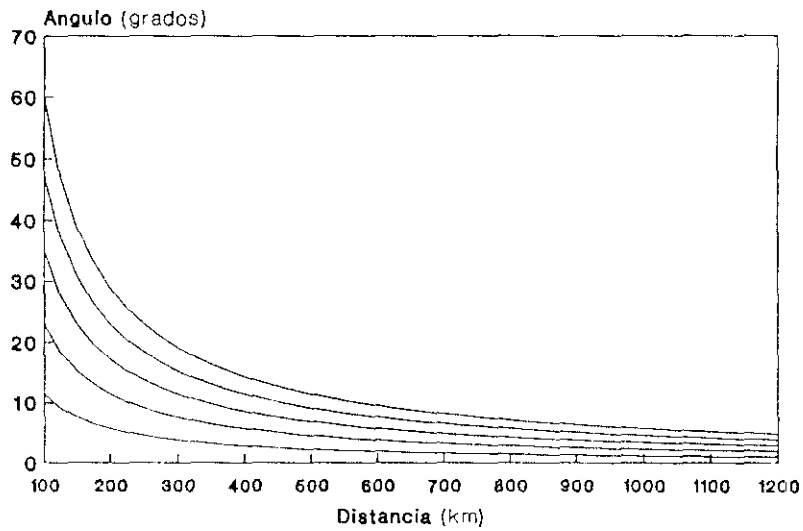


FIGURA 8.27 Curvas de igual error epicentral en función de la distancia y del error en acimut (ángulo). Las curvas corresponden, de abajo hacia arriba, a errores epicentrales de 20, 40, 60, 80 y 100 km.

Pasemos ahora a analizar la velocidad aparente que hemos obtenido en el capítulo anterior. Como sabemos, la velocidad aparente esta relacionada con la distancia y, por tanto, su determinación nos permitirá calcular la distancia epicentral. En las Figuras 8.28 a 8.33 hemos representado la distribución de la velocidad aparente con la distancia para los métodos DTL, RS, CV3S, CV5S, LEN1 y LEN2, respectivamente. La primera consecuencia que se observa de las figuras es la gran dispersión de la distribución en todos los métodos, en particular en la zona donde se encuentra el mayor número de puntos, que se corresponde a la franja comprendida entre los 200 y 400 kms. Esta circunstancia se debe a que las lecturas realizadas, o la ventana de tiempo elegida para los distintos métodos, contienen distintas fases (P_g , P^* , P_n ,...) cuyas velocidades pueden variar entre 6 y 9 km/s. A partir de los 400 kms disminuye notablemente la dispersión lo que indica la consideración única de la fase P_n , cuya velocidad aparente es superior a 8 km/s y con un gradiente muy pequeño respecto de la distancia (Pomeroy *et al*, 1982).

Una valoración de cada método la podemos realizar a partir de un enjambre de 5 sismos que ocurrieron entre el 6 y el 11 de Mayo de 1991 en Chirivel (Almería). En la Tabla VIII.5 señalamos, para cada método, la velocidad media de estos 5 sismos y su error standard, poniéndose de manifiesto que la velocidad obtenida para cada método es muy distinta una de otra, hecho que también ocurre para el resto de los sismos regionales. El menor valor del error standard para el método RS puede obedecer al haber considerado una ventana de tiempo de 20 segundos, lo que le hace contener mas información de la forma de onda que los otros métodos que tienen ventanas de 3 ó 5 segundos. El alto valor de este error para el método DTL estaría motivado porque una pequeña variación en las lecturas de cada uno de los cinco sismos, causadas por el distinto tamaño de cada uno de ellos, puede hacer variar la velocidad aparente, al menos de forma más importante que el resto de los métodos.

TABLA VIII.5

	DTL	RS	CV3S	CV5S	LEN1	LEN2
v	7.94	6.70	8.83	9.35	8.69	8.53
σ	0.71	0.02	0.27	0.15	0.09	0.12

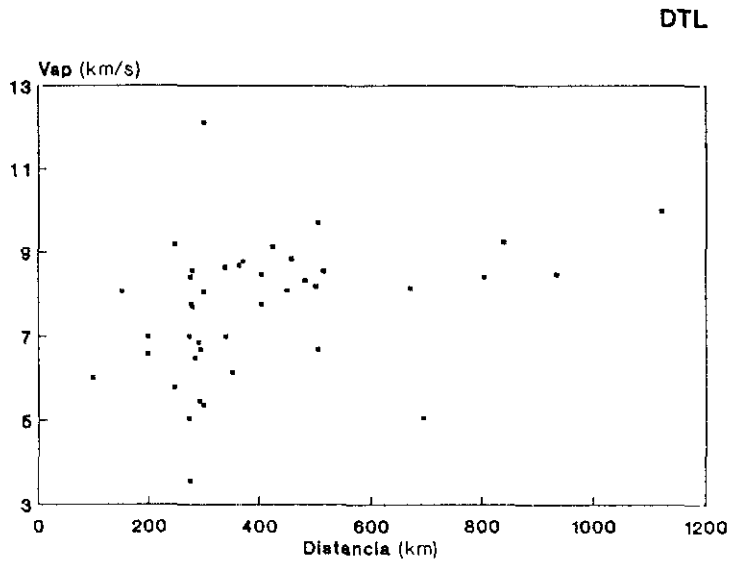


FIGURA 8.28 Distribución de la velocidad aparente en función de la distancia epicentral para el método de diferencias de tiempos de llegada (DTL).

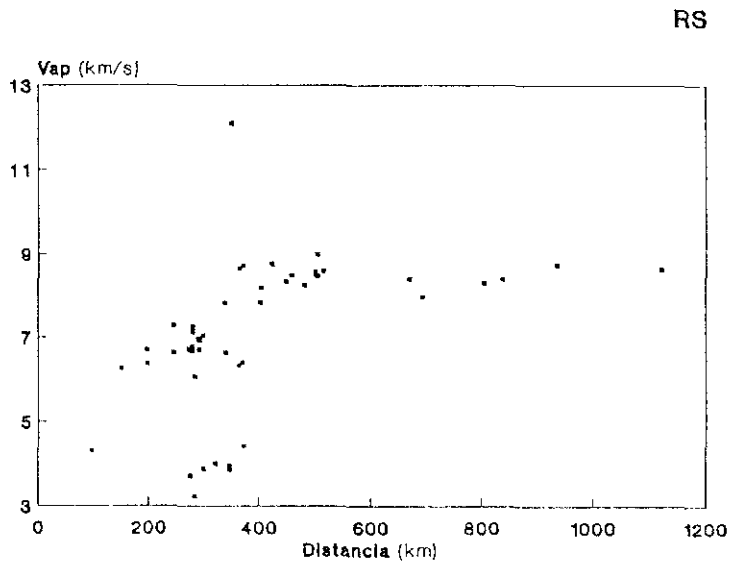


FIGURA 8.29 Distribución de la velocidad aparente con la distancia para el método de retardo y suma (RS).

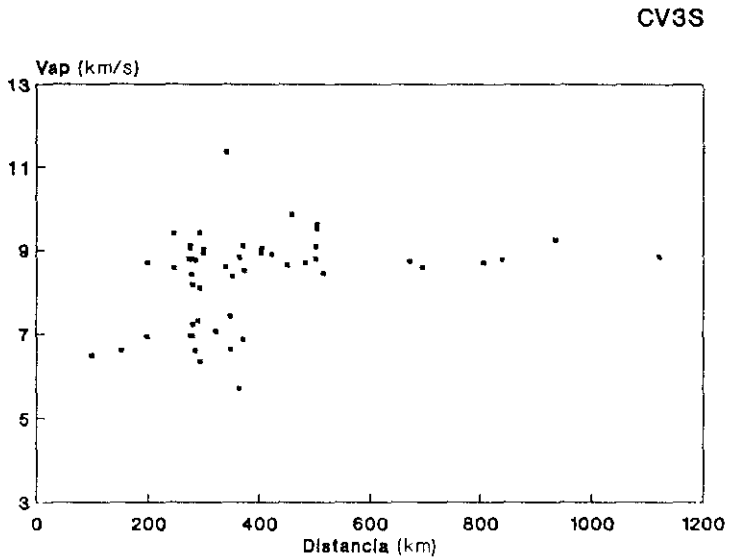


FIGURA 8.30 Distribución de la velocidad aparente con la distancia para el método convencional con ventana de 3 s. (CV3S)

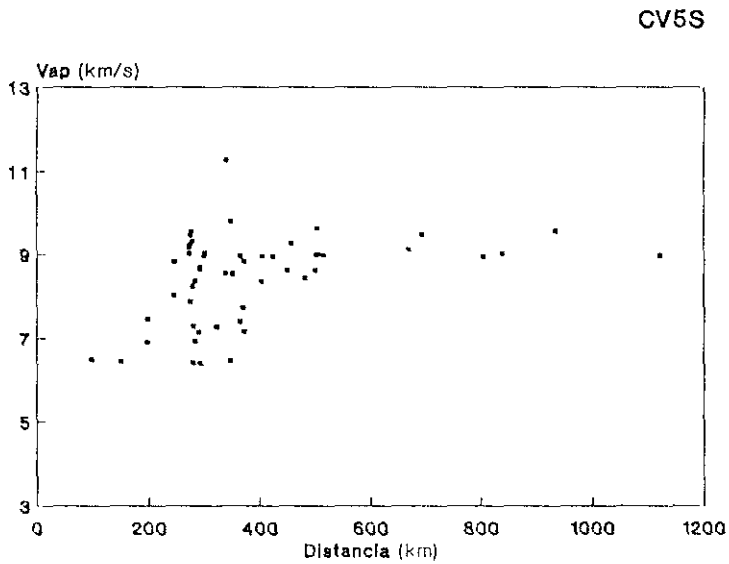


FIGURA 8.31 Distribución de la velocidad aparente con la distancia para el método convencional con ventana de 5 s. (CV5S).

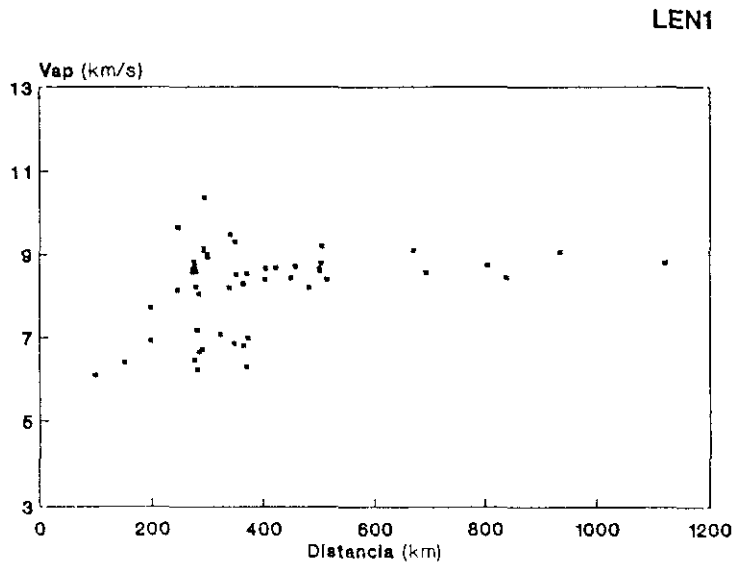


FIGURA 8.32 Distribución de la velocidad aparente con la distancia para el análisis de la lentitud en la banda de 1 Hz (LEN1).

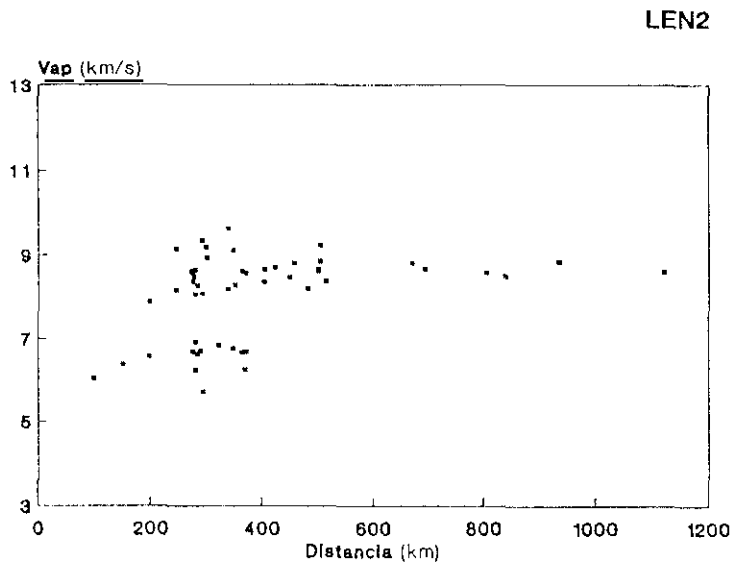


FIGURA 8.33 Distribución de la velocidad aparente con la distancia para el análisis de la lentitud en la banda de 2 Hz (LEN2).

En general, los métodos DTL y RS presentan, para cada sismo, valores de la velocidad aparente más bajos que los demás; por el contrario, el método convencional tiene los más altos. El análisis de la lentitud estaría con los valores intermedios.

A partir de los resultados, podemos señalar las siguientes características de la velocidad aparente para cada método:

- *Método DTL*. Es el de mayor dispersión en la relación entre la velocidad y la distancia (Figura 8.28). Esto está motivado por haber utilizado distintas fases de la onda P, seleccionando aquella cuya lectura resultase de más fácil identificación. No obstante, existen casos en los que se obtiene una velocidad anómala, muy superior (> 10 km/s) o inferior (< 4 km/s) a lo normal y que en algunos casos puede estar justificada por la obtención, también, de un elevado error en acimut.

- *Método RS*. La dispersión parece inferior al método DTL, y se pueden apreciar dos escalones bien diferenciados, uno delimitado a distancias entre 100 y 400 km con velocidades próximas a 7 km/s y que puede corresponder a ondas P* y otro a distancias superiores a 300 km y velocidades entre 8 y 9 km/s que se correspondería con las fases Pn. Un tercer agrupamiento, de velocidades muy bajas, entre 3 y 4 km/s, lo consideramos anómalo y se debería a terremotos cuya determinación en el acimut ha tenido errores muy grandes. (Figura 8.29).

- *Método convencional*. Con menos dispersión que los dos anteriores, aparece mejor delimitado para velocidades bajas, en particular el CV5S, no obteniéndose por tanto velocidades anormales en su parte inferior. La velocidad excesivamente alta obtenida para el sismo del 14 de Noviembre de 1990 puede ser debida a su baja relación SNR. (Figuras 8.30 y 8.31).

- *Análisis de la lentitud*. Es el que presenta menos dispersión de todos los métodos, en particular el de 2 Hz. (Figuras 8.32 y 8.33). Este último aparece con una franja vacía de velocidad, delimitada entre 7.0 y 7.9 km/s, que parece corresponder al salto entre la corteza (P*) y la parte inferior del Moho (Pn).

La estructura de la Península Ibérica obtenida a partir de perfiles sísmicos tiene valores que varían entre 6.0 y 6.4 km/s para la zona cortical y entre 8.0 y 8.7 para la parte superior del manto (Banda, 1988; ILIHA DSS Group, 1992). La metodología que hemos utilizado no permite realizar una comparación crítica entre las velocidades aparentes obtenidas con las velocidades medias indicadas anteriormente, no obstante las discrepancias observadas pueden ser debidas, fundamentalmente, al tamaño del dispositivo que no permite resolver este parámetro con la suficiente precisión.

El cálculo del acimut y de la velocidad aparente en los métodos convencional y análisis de la lentitud hemos visto que se obtiene a partir del máximo de potencia espectral para una determinada frecuencia o banda de frecuencia. Las frecuencias que hemos obtenido varían, en general, entre 2 y 4.5 Hz observándose algunos picos a 6 Hz, cuyo origen puede estar en el ruido que se origina a esta frecuencia en sismos que tienen, además, un bajo nivel de SNR. Por otro lado, las frecuencias para cada sismo no varían más de 1 Hz según los distintos métodos, en particular en los que tiene un $SNR > 10$ dB.

De todo lo anterior podemos resumir la dificultad de poder obtener la distancia a partir de la velocidad aparente, por lo que la distancia epicentral debe ser calculada a partir de la diferencia de fases (Ringdal y Husebye, 1982).

Por último, veamos el cálculo del ángulo de incidencia obtenido para tres componentes por los métodos de la matriz de varianza-covarianza (AUTO) y por composición del movimiento de la partícula (COMP). Como nuestro objetivo era determinar la distancia epicentral a partir del ángulo de incidencia, hemos dibujado la relación obtenida con los sismos regionales para cada método (Figuras 3.34 y 3.35).

Como era de esperar la dispersión es elevada, en particular para las distancias más locales, con llegadas de las distintas fases P_g , P^* o P_n (Nuttli y Whitmore, 1961; Suteau-Henson, 1991). A partir de los 500 km se observa una mejor alineación de los puntos, lo que correspondería a fases P_n , pero con una tendencia casi horizontal en los dos métodos, con valores algo inferiores para el AUTO. También se puede apreciar como para el enjambre de los cinco sismos indicado anteriormente, existe esta dispersión entre ellos. Si comparamos ambos métodos (Figura 8.36) se distinguen valores más altos para el método AUTO, en particular los correspondientes a distancias más próximas.

En consecuencia, no es posible obtener, con los datos obtenidos para distancias regionales, una curva sin dispersión en la que el ángulo de incidencia vaya disminuyendo, con un gradiente suficiente, con la distancia epicentral.

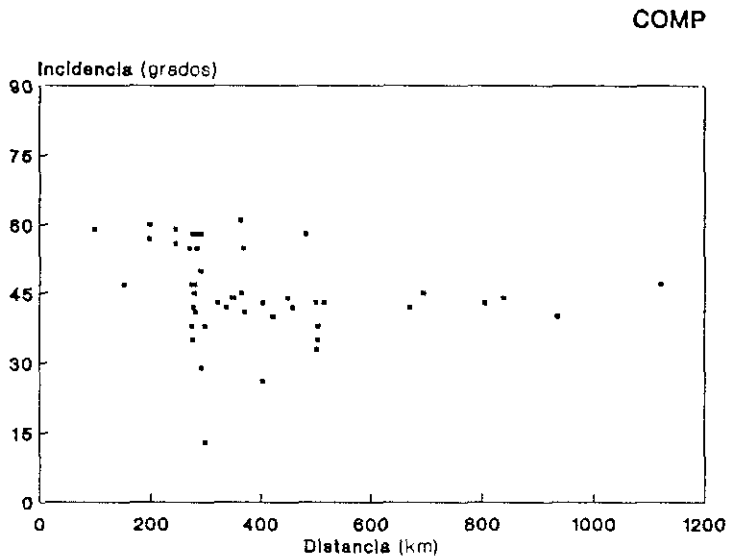


FIGURA 8.34 Distribución del ángulo de incidencia para el método de composición del movimiento de la partícula (COMP).

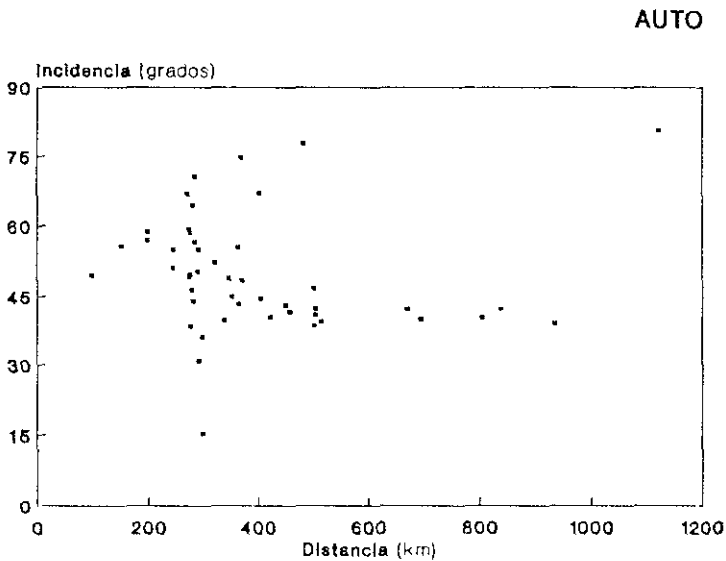


FIGURA 8.35 Distribución del ángulo de incidencia con la distancia para el método de la matriz de varianza-covarianza (AUTO).

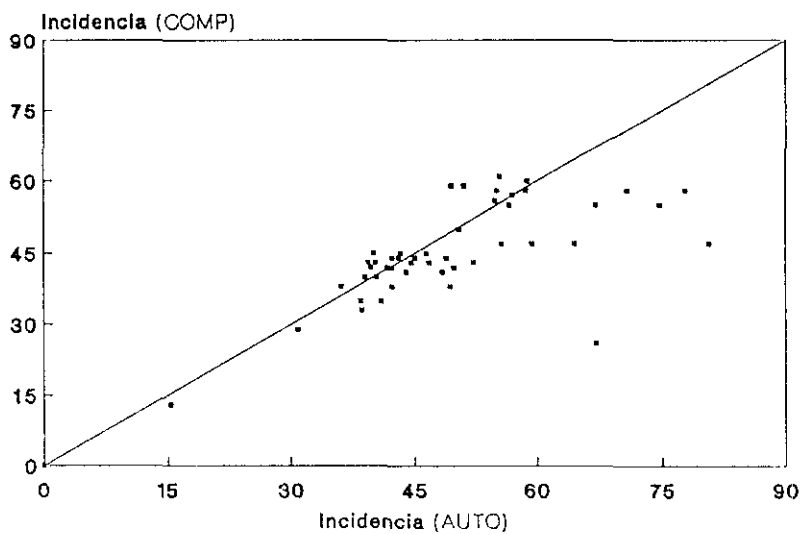


FIGURA 8.36 Comparación entre los ángulos de incidencia obtenidos por los métodos AUTO y COMP.

CAPITULO IX

CONCLUSIONES

Del análisis de los distintos métodos considerados en la determinación de eventos sísmicos, así como de los estudios paramétricos realizados, se obtienen una serie de conclusiones que permiten una mejor caracterización de los datos recogidos, tanto con la Red Sísmica Nacional como con el Dispositivo Sísmico de Sonseca. Además, los programas de cálculo se han realizado teniendo en cuenta las características de las redes y los datos y han sido evaluados a partir del análisis de los errores calculados. Las conclusiones obtenidas, en cuanto a los datos analizados, han sido consideradas en el capítulo de análisis de resultados por lo que no necesitan mayores comentarios, señalando en este capítulo las principales características de cada método, la idoneidad de las redes utilizadas, así como aquellas investigaciones que quedan abiertas a partir de los datos presentados en este trabajo.

I.- RESPECTO A LOS METODOS.

-Método de diferencias de tiempos de llegada.

- Presenta buenos resultados en la localización, aunque es muy sensible a la relación señal-ruido (SNR).
- Tiene mayores errores en la determinación de la velocidad que en el cálculo del acimut.
- El método permite el uso de segundas llegadas sin afectar a la determinación del acimut.

- *Método de retardo y suma.*

- Es el método de procesamiento de dispositivos sísmicos más sencillo y su comportamiento resulta bastante aceptable, aunque se producen, en casos muy aislados, máximos del haz en otras direcciones próximas al acimut real.
- Se comporta muy bien para pequeños valores del SNR.

- *Método convencional.*

- Los parámetros obtenidos (acimut y velocidad) presentan algunos valores anómalos que dependen de la frecuencia de cálculo.
- El efecto del tamaño de las ventanas temporales resulta muy pequeño en la determinación del acimut, aunque sí influye en el cálculo de la velocidad aparente.
- Presenta buenos resultados a bajos niveles del SNR.

- *Método de alta resolución.*

- Este método, a pesar de tener alta capacidad de resolución, resulta muy inestable a pequeñas variaciones de la frecuencia.

- *Análisis de la lentitud.*

- Tiene mejor resolución que el método convencional y un comportamiento más estable a lo largo de todas las frecuencias.
- El tamaño de la banda de frecuencia ejerce poca variación en el cálculo del acimut y velocidad aparente.
- Excelente comportamiento para señales muy contaminadas de ruido.

- *Análisis de polarización.*

- La determinación del acimut con este análisis es la que peor resultados ofrece en comparación con los métodos anteriores.
- La distancia epicentral a partir del ángulo de incidencia no es posible obtenerla, siendo necesario calcularla mediante la diferencia de fases.
- El método está muy afectado por los bajos niveles del SNR.

II.- RESPECTO A LOS DATOS.

- Con la Red Sísmica Nacional se ha podido obtener, para los sismos lejanos, una relación entre la velocidad aparente y la distancia lo que ha permitido calcular ésta sin necesidad de leer segundas llegadas. Se ha establecido un proceso

de cálculo que determina de forma aceptable su localización para un rango de distancias comprendido entre 1.500 y 11.000 km., proceso que actualmente se esta utilizando en la RSN de forma sistemática.

-La apertura del Dispositivo Sísmico de Sonseca es válida para la localización de sismos regionales, aunque su límite máximo llegaría hasta los 6.000 kms. No obstante, debido a la geometría de la red presenta ciertas direcciones privilegiadas. Por otro lado, este tipo de redes, a distancias regionales, no permiten obtener la distancia epicentral a partir de la velocidad aparente, siendo necesario calcularla mediante diferencia de fases.

-El Dispositivo de Sonseca presenta una buena capacidad de detección de sismos regionales, con un umbral de magnitud mínima próxima a 3.5 entre 800 y 1000 kms.

-Para las señales sísmicas de la estación de tres componentes ha sido necesario, en algunos casos, el filtrado, lo que ha mejorado la determinación del acimut.

-En general, tanto para sismos lejanos como para sismos próximos, se obtienen mayores errores para señales con pequeños valores del SNR.

III.- FUTURAS INVESTIGACIONES.

- El dispositivo de Sonseca permitirá el análisis conjunto de estaciones de una componente con la estación triaxial, aumentando su capacidad y fiabilidad en la determinación de los parámetros de localización.

- La aportación de nuevos datos sobre sismos lejanos, hará posible establecer las correcciones necesarias a cada estación de la RSN, en función del acimut y la distancia.

- Establecimiento de los criterios necesarios para realizar la discriminación entre eventos naturales y artificiales para todo el rango de distancias.

- Realización de sistemas de detección de señales sísmicas mediante la formación de haces y puesta a punto de un sistema automático de cálculo epicentral de sismos próximos y lejanos, que recoja los resultados de este trabajo.

- Utilización del Dispositivo de Sonseca como elemento de observación y seguimiento de fenómenos sísmicos a distancias regionales de magnitud superior a 3.5 mediante localización relativa de gran precisión.

- Aplicación de los métodos desarrollados a redes portátiles de sismógrafos de pequeña apertura para despliegue rápido en zonas de difícil acceso (erupciones volcánicas, zonas marinas, etc).

BIBLIOGRAFIA



-
- ABRAHAMSON, N.A. y BOLT, B.A. (1987).** Array analysis and synthesis mapping of strong motion. En *Seismic strong motion synthetics*, B.A. Bolt editor, Academic Press.
- AKI, K. y RICHARDS, P.G. (1980).** *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. Freeman, San Francisco.
- ANGLIN, F.M. (1971).** Detection capabilities of the Yellowknife seismic array and regional seismicity. *Bull. Seism. Soc. Am.* **61**, 993-1008.
- BACKUS, G. y GILBERT, F. (1968).** The resolving power of gross Earth data. *Geophys. J. R. astr. Soc.* **16**, 169-205.
- BAGGEROER, A.M., y FALCONER, R. (1982).** Array refraction profiles and crustal models of the Canada Basin. *J. Geophys. Res.* **87**, 5461-5476.
- BAME, D.A., WALCK, M.C., y HIEBERT-DODD, K.L. (1990).** Azimuth estimation capabilities of the NORESS regional seismic array. *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 1999-2015.
- BANDA, E. (1988).** Crustal parameters in the Iberian Peninsula. *Phys. Earth Planet. Interiors* **51**, 222-225.
- BATH, M. (1974).** *Spectral Analysis in Geophysics*. Developments in Solid Earth Geophysics Vol. 7. Elsevier Sc. Pub. Co. Amsterdam.
- BUNGUM, H. y HUSEBYE, E.S. (1974).** Analysis of the operational capabilities for detection and location of seismic events at NORSAR. *Bull. Seism. Soc. Am.* **64**, 637-656.
- CAPON, J. (1969).** High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc. IEEE* **57**, 1408-1418.
- CAPON, J. (1973).** Signal processing and frequency-wavenumber spectrum analysis for a Large Aperture Seismic Array. En *Methods in Computational Physics*, Vol. 13, Academic Press.
- CAPON, J. (1974).** Characterization of crust and upper mantle structure under LASA as a random medium. *Bull. Seism. Soc. Am.* **64**, 235-266.

-
- CAPON, J., GREENFIELD, R.J. y KOLKER, R.J. (1967).** Multidimensional maximum-likelihood processing of a Large Aperture Seismic Array. *Proc. IEEE*, 55, 192-211.
- CAPON, J., GREENFIELD, R.J., KOLKER, R.J. y LACOSS, R.T. (1968).** Short-period signal processing results for the large aperture seismic array. *Geophysics* 33, 452-472.
- CHRISTOFFERSSON, A. y HUSEBYE, E.S. (1974).** Least squares signal estimation techniques in analysis of seismic array recorded P-waves. *Geophys.J.* 38, 525-552.
- CHRISTOFFERSSON, A., HUSEBYE, E.S. y INGATE, S.F. (1988).** Wavefield decomposition using ML-probabilities in modelling single-site 3-components records. *Geophys.J.* 93, 197-213.
- DAVIS, J.P. y WEBER, M. (1990).** Lower mantle velocity inhomogeneity observed at GRF array. *Geophys.Res.Lett.* 17, 187-190.
- DEAN, W.C. (1975).** Operational Experience with the LASA/SAAC System. En *Exploitation of Seismograph Networks*, Noordhoff International Publishing, Leiden, The Netherlands.
- DUCKWORTH, G.L., BAGGEROER, A.B. y JACKSON, H.R. (1982).** Crustal structure measurements near FRAM II in the Pole Abyssal Plain. *Tectonophysics* 89, 173-215.
- ESMERSOY, C., CORMIER, V.F. y TOKSÖZ, M.N. (1985).** Three-component array processing. En *The VELA program. A twenty-five year review of basic research*. A.U.Kerr, editor. DARPA.
- FABER, S. (1986).** Array calibration. En *Ten Years of the Gräfenberg Array*. *Geol.Jb.*, E35, 56-59.
- FLETCHER, J.B., BAKER, L.M., SPUDICH, P., GOLDSTEIN, P., SIMS, J.D. Y HELLWEG, M. (1992).** The USGS Parkfield, California, Dense Seismograph Array: UPSAR. *Bull.Seism.Soc.Am.* 82, 1041-1070.
- FLINN, E.A. (1965).** Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion. *Proc.IEEE* 53, 1874-1876.

-
- GREEN,P.E., KELLY,E.J., y LEVIN,M.J. (1966).** A comparison of seismic array processing methods. *Geophys.J.R.astr.Soc.* **11**,67-84.
- HARJES,H.P. (1990).** Design and siting of a new regional seismic array in Central Europe. *Bull.Seism.Soc.Am.* **80**,1801-1817.
- HARRIS,D.B. (1990).** Comparison of the direction estimation performance of high-frequency seismic arrays and three-component stations. *Bull. Seism.Soc.Am.* **80**,1951-1968.
- HERRIN,E. (1968).** Observed times of P, surface-focus. *Bull.Seism.Soc.Am.* **58**, 1220-1222.
- ILIHA DSS Group. (1992).** A Deep seismic investigation on Lithospheric Heterogenety and Anisotropy in Iberia. (*Preprint*).
- INGATE,S.F., HUSEBYE,E.S. y CHRISTOFFERSSON,A. (1985).** Regional arrays and optimum data processing schemes. *Bull.Seism. Soc.Am.* **75**,1155-1177.
- INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL. (1991).** Spanish National Seismic Network. En *Seismicity, Seismotectonic and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Monografía n.8. 3-15.
- JARPE,S. y DOWLA F. (1991).** Performance of high-frequency three-component stations for azimuth estimation from regional seismic phases. *Bull.Seism.Soc.Am.* **81**,987-999.
- JEPSEN,D.C. y KENNETT,B.L.N. (1990).** Three-component analysis of regional seismograms. *Bull.Seism.Soc.Am.* **80**,2032-2052.
- JURKEVICS,A. (1988).** Polarization analysis of three-component array data. *Bull.Seism.Soc.Am.* **78**,1725-1743.
- JUSTICE, J.H. (1985).** Array processing in Exploration Seismology. En *Array Signal Processing*. S.Haykin, Ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- KANASEWICH,E. (1973).** *Time Sequence Analysis in Geophysics*. The University of Alberta Press, Canada.

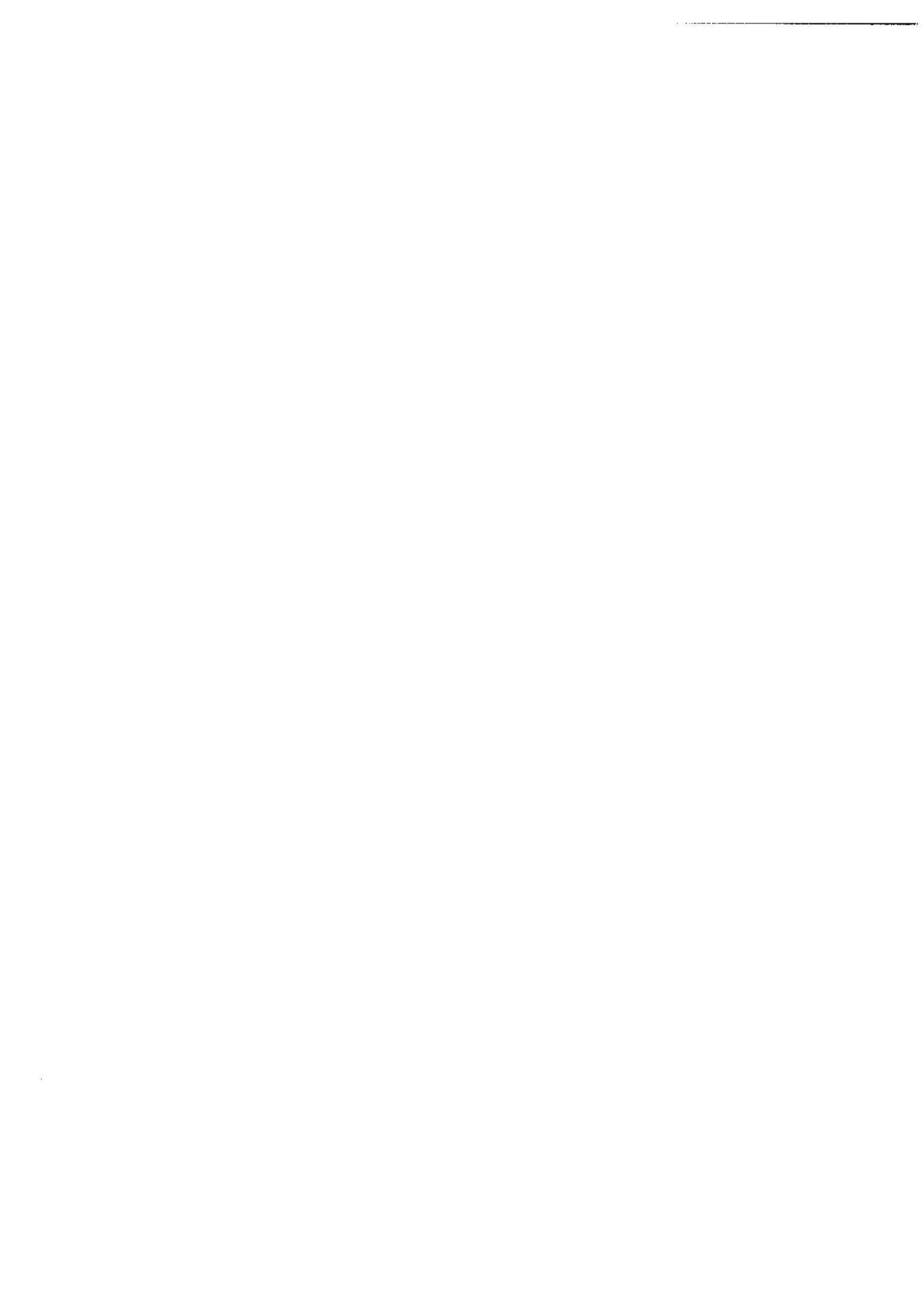
-
- KANASEWICH, E. (1990).** *Seismic Noise Attenuation*. Handbook of geophysical exploration. Section I, Seismic exploration. Vol.7 . Pergamon Press, Oxford, England.
- KARL, J.H. (1989).** *An Introduction to Digital Signal Processing*. Academic Press, Inc. San Diego.
- KOCH, K.R. (1988).** *Parameter Estimation and Hypothesis Testing in Linear Models*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- KVÆRNA, T. (1989).** On exploitation of small-aperture NORESS type arrays for enhanced P-wave detectability. *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 888-900.
- LACOSS, R.T. (1975).** Review of some techniques for array processing. En *Exploitation of Seismograph Networks*, Noordhoff International Publishing, Leiden, The Netherlands.
- LACOSS, R.T., KELLY, E.J. y TOKSÖZ, M.N. (1969).** Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics* 34, 21-38.
- LAUF, G.B. (1983).** *Geodesy and map projections*. TAFE Publications Unit.
- MAGOTRA, N., AHMED, N. y CHAEL, E. (1987).** Seismic event detection and source locating using single-station (three-component) data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 958-971.
- MENKE, W., LERNER-LAN, A.L., DUBENDORFF, B. y PACHECO, J. (1990).** Polarization and coherence of 5 to 30 Hz seismic wave fields at a hard- rock site and their relevance to velocity heterogeneities in the crust. *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 430-449.
- MIKHAIL, E.M. y GRACIE, G. (1981).** *Analysis and Adjustment of Survey Measurements*. Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- MONTALBETTI, J.F. y KANASEWICH, E.R. (1970).** Enhancement of Telesismic Body Phases with a Polarization Filter. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 21, 119-129.
- MYKKELTVEIT, S. y RINGDAL, F. (1981).** Phase identification and event location at regional distance using small-aperture array data. En *Identification of Seismic Sources-Earthquake or Underground Explosions*,

D.Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.

- MYKKELTVEIT,S., ASTEBOL,K., DOORNBOS,D.J. y HUSEBYE,E.S.** (1983). Seismic array configuration optimization. *Bull.Seism.Soc.Am.* **73**, 173-186.
- MYKKELTVEIT,S., RINGDAL,F., KVÆRNA,T y ALEWINE,R.W.** (1990). Application of Regional Arrays in Seismic verification. *Bull. Seism.Soc.Am.* **80**,1777-1800.
- NEELE,F. y SNIEDER,R.** (1991). Are long-period body wave coda caused by lateral heterogeneity ?. *Geophys.J.Int.* **107**,131-153.
- NEIDELL,N.S. y TANER,M.T.** (1971). Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics* **36**,482-497.
- NEWLAND,D.E.** (1983). *Vibraciones aleatorias y análisis espectral*. Editorial AC, MADRID.
- NUTTLI,O. y WIHTMORE,J.D.** (1961). An observational determination of the variation of the angle of incidence of P waves with epicentral distance. *Bull.Seism.Soc.Am.* **51**,269-276.
- ØDEGAARD,E., DOORNBOS,D.J. y KVÆRNA,T.** (1990). Surface topographic effects at arrays and three-component stations. *Bull.Seism.Soc.Am.* **80**,2214-2226.
- OTSUKA,M.** (1966). Azimuth and slowness anomalies of seismic waves measured on the Central California seismographic array. Part I Observations. *Bull.Seism.Soc.Am.* **56**,223-239.
- OTSUKA,M.** (1966). Azimuth and slowness anomalies of seismic waves measured on the Central California seismographic array. Part II. Interpretation. *Bull.Seism.Soc.Am.* **56**,655-675.
- PILLAI,S.U.** (1989). *Array Signal Processing*. Springer-Verlag Inc. New York.
- PLESINGER,A., HELLWEG,M. y SEIDL,D.** (1986). Interactive high resolution polarization analysis of broad-band seismograms. *J.Geophys.* **59**,129-139.

-
- POMEROY, P.W., BEST, W.J. y McEVILLY, T.V. (1982).** Test ban treaty verification with regional data- A review. *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, S89-S129.
- PRESS, W.H., FLANNERY, B.P., TEUKOLSKY, S.A. y VETTERLING, W.T. (1989).** *Numerical Recipes. The Art of Scientific Computing.* Cambridge University Press. New York.
- RICHARDUS, P. (1984).** *Project surveying. General adjustment and optimization techniques with applications to engineering surveying.* Ed. A.A. Balkema. Rotterdam.
- RINGDAL, F. y HUSEBYE, E.S. (1982).** Application of arrays in the detection, location and identification of seismic events. *Bull. Seism. Soc. Am.* **72**, S201-S224.
- RIOS, S. (1974).** *Métodos estadísticos.* Ediciones del Castillo, Madrid.
- ROBINSON, E.A., DURRANI, T.S. y PEARDON, L.G. (1986).** *Geophysical Signal Processing.* Prentice-Hall. Englewood Cliffs.
- RUUD, B.O., HUSEBYE, E.S., INGATE, S.F. y CHRISTOFFERSSON, A. (1988).** Event location at any distance using seismic data from a single, three-component station. *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 308-325.
- SCHEID, F. (1972).** *Análisis numérico.* McGraw Hill. Mexico.
- SEIDL, D. (1986).** Analysis of Gräfenberg Broadband Seismogram. En *Ten Years of the Gräfenberg Array.* Geol. Jb., E35, 28-44.
- SELBY, S.M. (1969).** *Standard Mathematical Tables.* The Chemical Rubber Co. Cleveland, Ohio.
- STAUDER, W. y RYALL, A. (1967).** Spatial distribution and source mechanism of microearthquakes in Central Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.* **57**, 1317-1345.
- SUTEAU-HENSON, A. (1991).** Three-component analysis of regional phases at NORESS and ARCESS: Polarization and Phase Identification. *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 2419-2440.

-
- TANER, M.T. y KOEHLER, F. (1969).** Velocity spectra-Digital computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics* **36**, 482-497.
- THURBER, C.H., GIVEN, H. y BERGER, J. (1989).** Regional seismic event location with a sparse network: application to Eastern Kazakhstan, USSR. *J. Geophys. Res.* **94**, 17767-17780.
- TREITEL, S. (1970).** Principles of digital multichannel filtering. *Geophysics* **35**, 785-811.
- USKI, M. (1990).** Event detection and location performance of the FINESA array in Finland. *Bull. Seism. Soc. Am.* **80**, 1818-1832.
- VIDALE, J.E. (1986).** Complex polarization analysis of particle motion. *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**, 1393-1405.
- WALCK, M.C. y CHAEL, E.P. (1991).** Optimal backazimuth estimation for three-component recordings of regional seismic events. *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 643-666.
- WIGGINS, R.A. y ROBINSON, E.A. (1965).** Recursive solution to the multichannel filtering problem. *J. Geophys. Res.* **70**, 1885-1891.



APENDICE 1

Relación de telesismos.

FECHA	HORA	LATITUD	LONGITUD	PRO	Mb	MS	
880102	124202.6	43.324N	142.421E	177	6.0		
880109	010247.2	41.235N	19.599E	28	5.3	5.8	
880109	220205.1	35.826N	21.739E	33	4.8	4.8	
880111	210729.7	54.779N	161.656E	43	5.8	4.9	
880112	072931.2	28.796S	177.462W	38	6.1	6.4	*
880115	084027.7	20.738S	176.125W	247	6.1		*
880115	210711.4	27.179S	11.334W	10	5.4	5.4	
880117	033605.0	36.110N	70.798E	116	4.9		*
880119	032521.2	4.226N	124.687E	338	5.7		*
880119	073029.7	24.745S	70.595W	21	6.3		
880119	160025.4	18.867N	103.009W	49	5.3		
880122	120457.5	19.882S	133.875E	5	6.5	6.7	*
880124	160005.5	17.707S	178.831W	575	5.7		*
880125	071553.4	10.584S	78.083W	53	5.6		
880127	191645.4	57.888N	32.653W	10	5.1	5.1	
880128	154808.1	32.413N	21.150E	10	4.8	4.8	
880205	140102.7	24.753S	70.433W	37	6.2	6.7	
880205	184931.8	24.893S	70.554W	31	6.0	6.1	
880206	145045.2	24.688N	91.570E	33	5.8	5.8	
880206	180354.7	17.756S	66.958W	285	6.0		
880207	084658.8	60.300N	152.970W	138	5.6		
880207	181505.6	50.785N	173.465E	33	6.2	6.0	
880208	135133.9	17.737N	100.965W	58	5.5		
880213	030505.9	49.922N	78.904E	0	6.1	4.5	
880216	042236.1	51.564N	175.041E	33	5.9	5.7	
880218	135236.0	23.513S	67.706W	142	5.7		
880219	190742.9	10.239S	161.415E	86	5.4		*
880220	012558.4	07.152S	127.067E	318	5.8		*
880222	191317.4	20.930S	69.800W	71	5.9	6.3	
880226	023120.1	18.011S	69.605W	124	5.2		
880226	061731.4	37.303S	47.968E	10	6.1	6.7	
880229	053141.2	55.095N	167.451E	33	6.1	6.8	
880306	223535.8	57.270N	142.790E	10	6.8	7.6	
880306	231438.4	57.499N	142.803W	10	6.2		
880309	213353.6	17.351S	74.207W	33	6.0	5.9	
880309	214110.5	18.401S	69.588W	121	5.4		
880310	061723.0	10.363N	60.581W	56	6.2	6.4	
880310	102504.8	20.878S	178.704W	617	6.1		*
880311	034457.1	9.105N	82.985W	23	5.4	6.0	
880311	160107.0	10.167N	60.603W	53	5.2	4.7	
880312	043210.3	10.144N	60.569W	52	5.7	5.4	
880312	083849.2	54.711N	161.607E	20	5.7	4.5	
880314	103245.5	14.538S	73.603W	87	5.1		
880314	122949.4	7.380S	74.783W	141	5.4		
880316	054803.8	10.211N	60.607W	56	5.7	5.4	
880319	201915.9	29.999N	67.910E	15	5.4	5.3	
880320	040528.1	10.070S	153.880E	33	5.4	4.7	*
880320	104151.0	9.991S	153.815E	33	5.8	5.2	*
880321	233121.6	77.600N	125.450E	10	6.0	6.0	
880323	155018.2	10.850N	43.556W	10	5.4	5.6	
880325	042219.3	33.155N	13.388E	10	4.4		

FECHA	HORA	LATITUD	LONGITUD	PRO	Mb	MS	
880325	052144.5	19.320S	177.490W	559	5.5		*
880325	193646.4	62.163N	124.196W	10	6.1	6.0	
880325	215820.5	54.776N	159.840W	33	5.4	4.6	
880326	062659.6	22.990S	13.620W	10	5.3	4.7	
880326	120729.4	33.186N	13.280E	10	4.7	5.2	
880326	203513.4	40.180N	19.890E	39	5.0	4.7	
880326	225841.5	38.302N	73.246E	110	5.7		
880329	083131.9	52.278N	168.182W	33	5.4	5.5	
880330	021242.8	30.883N	50.197E	33	5.4	5.7	
880330	235056.9	24.926S	70.461W	41	5.8	5.7	
880331	073428.8	18.209N	97.797W	61	5.1		
880402	142629.0	15.447S	173.081W	33	5.7	6.1	*
880403	013305.7	49.885N	78.955E	0	6.0	4.8	
880409	040422.8	10.925S	166.853E	33	5.5	5.5	*
880409	042230.6	10.803S	166.732E	33	5.3	5.5	*
880412	152619.7	2.787S	77.649W	27	5.5		
880412	194142.7	10.689N	62.858W	97	5.5		
880412	231955.5	17.192S	72.305W	33	6.1	7.0	
880412	235523.4	17.478S	72.503W	33	5.4		
880413	003931.1	17.256S	72.518W	16	5.9	6.2	
880413	062231.5	17.489S	72.505W	37	5.2		
880416	211710.0	10.242S	27.697E	10	5.4	4.7	
880417	025038.5	17.456S	72.444W	42	5.4	5.3	
880418	220019.4	34.800N	25.745E	19	4.3	3.9	
880419	220504.2	56.446N	156.378W	77	5.2		
880420	035008.3	39.109N	44.123E	55	5.0	4.7	
880420	042536.5	0.945N	30.242W	10	5.8	5.3	
880420	064025.9	27.042N	86.694E	55	5.4	4.9	
880422	015359.0	47.283N	27.372W	10	4.6	4.3	
880422	015408.8	30.793N	50.373E	32	5.1	4.4	
880424	204933.6	40.857N	28.227W	16	5.0		
880425	101036.4	7.803S	158.260E	66	6.1	6.0	*
880426	005344.7	42.371N	16.603E	15	5.1	5.4	
880503	232207.6	22.774S	170.278E	11	5.9	5.8	*
880504	005706.8	49.922N	78.762E	0	6.1		
880506	144618.0	11.464N	85.929W	100	5.7		
880506	163405.5	13.381S	76.206W	51	5.9		
880507	015927.0	42.614N	143.716E	79	6.1		
880507	224958.0	73.353N	54.467E	0	5.3	3.8	
880516	230741.2	13.911S	166.235E	51	6.0	5.7	*
880517	142556.9	11.500S	170.667E	62	5.7	6.0	*
880518	051743.4	38.424N	20.471E	32	5.4		
880518	053951.3	13.490N	44.857W	10	5.3	5.5	
880520	031954.0	17.536S	69.441W	126	5.5		
880520	145843.4	8.100N	38.371W	10	5.8	5.9	
880521	151545.4	0.764N	30.297W	10	5.5	5.6	
880522	034416.1	38.405N	20.423E	28	5.0		
880522	093955.9	53.619N	163.267W	33	5.7	5.7	
880522	124725.8	17.376S	69.381W	170	5.3		
880530	211108.8	7.469S	128.358E	66	6.5		*
880605	182249.2	15.377S	167.588E	116	6.0		*
880609	021823.0	32.242N	27.904E	10	4.8	3.3	

FECHA	HORA	LATITUD	LONGITUD	PRO	Mb	MS	
880610	031021.7	12.738S	166.778E	111	5.7		*
880610	113153.0	6.890S	72.241E	22	5.5	5.3	
880610	230643.0	34.940N	118.740E	7	5.2	4.9	
880611	121728.4	15.180S	173.353W	54	5.9	6.1	*
880612	132331.2	10.744S	165.132E	63	5.0		*
880612	133511.8	10.780S	165.160E	43	5.0		*
880612	133940.0	10.783S	165.188E	33	5.7	6.4	*
880612	180713.6	10.877S	165.382E	29	5.4	5.4	*
880617	125203.8	10.690S	165.221E	48	5.6	5.5	*
880618	224942.7	26.915N	110.941W	10	5.9	7.0	
880621	062616.6	24.881N	45.829W	26	5.9	5.7	
880622	215307.5	15.208S	168.202E	26	5.3		*
880624	074311.6	34.179N	9.221E	10	4.3		
880624	085754.8	10.229N	60.604W	53	6.0	5.6	
880625	062423.7	33.346S	179.430W	53	5.4	5.1	*
880625	161536.1	38.442N	43.080E	33	5.3	5.0	
880627	060750.8	20.237S	169.373E	66	5.8		*
880627	174736.8	34.224N	9.280E	19	4.0		
880702	100130.3	14.296S	167.188E	156	5.9		*
880704	135416.0	17.655S	71.714W	33	5.8	5.4	
880706	155419.1	41.744N	144.199E	30	5.9	6.3	
880706	230515.9	35.276S	15.654W	10	5.3	5.3	
880707	150530.0	37.252N	116.377W	0	5.6	4.3	
880708	163535.7	6.290S	154.677E	74	5.8		*
880708	165632.1	36.703N	44.034E	67	4.7		
880709	034007.2	4.988S	151.885E	104	5.7		*
880709	151057.9	29.843S	178.961W	262	5.5		*
880712	022654.4	38.745N	23.445E	23	4.5	4.7	
880712	095554.0	9.852N	71.379W	29	5.5	4.4	
880712	175912.8	10.159N	62.488W	5	5.2	4.7	
880713	172934.9	41.875S	16.249W	10	5.6	5.1	
880716	015432.0	37.480N	22.748E	76	4.6		
880716	083417.7	7.342S	120.190E	424	5.5		*
880716	204653.3	52.056N	170.637W	334	5.4	4.6	
880716	211515.7	13.865S	167.178E	189	5.2		*
880718	020856.6	9.082S	156.412E	33	5.2	4.8	*
880718	023029.3	22.068S	69.961W	19	5.3	4.8	
880719	010014.2	19.495S	175.074W	90	6.1		*
880719	105441.7	50.506N	129.924W	10	5.4	5.4	
880720	062051.4	37.028N	72.914E	41	5.5	5.0	
880722	211604.2	39.933N	29.595W	10	5.0	5.3	
880723	073809.7	48.706N	90.565E	19	5.5	5.8	
880723	151710.7	6.550S	152.769E	34	6.7	6.7	*
880723	171137.2	6.466S	153.007E	28	5.6	5.5	*
880725	064606.6	6.081S	133.667E	28	6.5	6.7	*
880725	205252.7	11.414S	164.173E	33	5.3	4.8	*
880727	215512.3	13.159S	167.063E	197	5.9		*
880727	224435.1	13.143S	166.958E	178	5.8		*
880728	171232.8	22.358S	65.806W	286	5.8		
880730	210721.1	44.711N	149.890E	61	6.3		
880803	054314.8	36.478N	70.970E	202	5.5		
880806	003624.6	25.142N	95.121E	92	6.8	7.2	

FECHA	HORA	LATITUD	LONGITUD	PRO	Mb	MS	
880806	090321.9	36.486N	71.064E	194	6.1		
880808	195931.1	63.520N	2.389E	104	5.7	5.3	
880810	043826.5	10.213S	160.771E	38	6.1	7.4	*
880810	045639.8	10.113S	160.777E	33	5.9		*
880810	063842.4	10.224S	160.892E	37	5.8	6.6	*
880810	131120.4	14.882S	167.300E	134	6.2		*
880811	030540.3	49.196N	28.361W	10	5.4	5.2	
880811	160007.6	29.983N	51.535E	31	5.3	5.6	
880811	160445.6	29.996N	51.709E	33	5.7	6.1	
880814	105657.5	54.614N	152.678E	645	5.4		
880814	200303.9	39.128N	110.869W	10	5.5		
880817	170000.0	39.297N	116.307W	0	5.5	4.2	
880820	230911.2	26.775N	86.609E	71	6.4	6.6	
880909	230748.1	7.086S	81.425W	36	5.6	4.8	
880911	010534.3	14.697N	92.589W	78	5.3		
880914	035957.4	49.821N	78.796E	0	6.1	4.5	
880915	184801.1	1.442S	77.866W	170	5.8		
880920	175618.0	4.669N	77.423W	35	5.6	5.5	
880921	164251.9	30.227N	51.661E	10	4.9	4.5	
880922	120540.9	38.022N	21.089E	28	5.0	4.2	
880925	205214.7	37.180N	71.811E	11	5.5	5.0	
880925	212804.8	36.425N	70.703E	212	5.6		
881002	061808.0	22.792S	66.235W	237	4.9		
881003	004553.2	10.284S	161.394E	87	5.5		*
881008	044627.8	18.686S	172.519W	65	6.6	6.8	*
881010	182030.2	24.484S	177.642W	63	6.5	6.0	*
881013	140000.0	37.089N	116.049W	0	5.9	4.4	
881016	061529.3	37.525N	25.361W	10	5.1	5.0	
881016	123405.6	37.938N	20.932E	25	5.5	5.8	
881026	021512.6	36.496N	70.867E	220	5.1		
881106	130319.3	22.789N	99.611E	18	6.1	7.3	
881106	131543.3	23.181N	99.439E	10	6.4		
881112	033448.6	18.068N	76.597W	16	5.4	4.7	
881114	021539.1	3.527S	150.120E	33	5.9	6.6	*
881115	084142.3	52.109N	171.103W	23	5.9	5.4	
881117	005950.1	55.572N	161.766E	33	5.6	4.5	
881120	210105.8	35.293N	28.671E	10	5.2	4.9	
881121	165552.3	37.925N	26.125W	10	5.8	5.3	
881125	234604.5	48.123N	71.184W	28	5.9	5.8	
881129	112328.8	5.121N	76.589W	85	5.8		
881204	051953.0	73.387N	54.998E	0	5.9	4.6	
881205	160532.7	15.259S	173.525W	40	6.0	6.3	*
881206	132041.0	29.948N	51.652E	10	5.5	5.7	
881206	194231.5	1.457S	15.244W	10	5.3	5.4	
881207	074124.2	40.987N	44.185E	5	6.2	6.8	
881208	125859.9	6.917N	82.740W	10	5.6	5.7	
881210	173319.9	16.321N	41.102E	10	5.2	5.4	
881213	040138.9	71.134N	7.634W	10	5.7	5.6	
881214	114602.8	39.178N	71.793E	59	5.3	5.0	
881216	095716.5	29.790S	177.915W	31	6.1	6.2	*
881217	041806.9	49.886N	78.926E	0	5.9	4.5	
881221	082103.7	41.220N	72.298E	33	5.4	4.8	

FECHA	HORA	LATITUD	LONGITUD	PRO	Mb	MS	
881223	214908.9	0.769N	29.410W	10	5.8	5.5	
881224	042654.5	23.522S	66.666W	194	5.7		
881224	103940.3	27.434S	63.156W	581	5.5		
881224	130940.5	5.090S	149.758E	369	5.6		*
881231	205423.4	51.250S	140.020E	15	5.4	4.6	*
890118	173211.6	7.025S	74.598W	147	5.4		
890121	025220.3	38.147N	26.243W	10	5.4	5.1	
890122	035706.6	49.924N	78.831E	0	6.1	4.6	
890122	222017.9	41.806N	144.282E	25	6.0	6.3	
890127	083451.1	56.202N	164.375E	28	5.4	6.2	
890203	151825.4	64.583N	17.381W	10	5.3	4.9	
890204	192407.4	5.862N	82.697W	10	5.8	5.9	
890204	221038.9	4.625S	153.066E	52	6.1		*
890205	135520.4	17.230S	70.181W	132	5.1		
890209	224902.1	22.611S	66.086W	247	5.2		
890210	111524.6	2.305N	126.760E	44	6.2	6.8	*
890212	041506.8	49.925N	78.740E	0	5.9	4.6	
890219	124909.9	14.894S	167.171E	101	5.6		*
890310	214945.8	13.702S	34.420E	30	6.2	6.1	
890311	050500.6	17.766S	174.761W	230	6.4		*
890313	130214.7	50.711N	9.896E	1	5.4	4.7	
890317	054254.4	34.662N	25.450E	31	4.8	5.2	
890317	193308.6	34.479S	178.394W	59	5.7		*
890319	053658.9	39.254N	23.516E	10	5.2	5.3	
890328	132914.4	34.234N	24.729E	57	5.4		
890402	212436.9	32.621N	47.782E	33	5.4	5.0	*
890405	234749.3	20.857S	69.028W	112	5.7		*
890406	080557.1	19.306S	169.002E	166	6.1		*
890407	133211.6	51.341N	29.981W	10	5.3	4.8	
890411	035639.3	49.483N	159.181E	33	6.3	6.6	
890415	142641.5	8.824N	61.079W	25	5.8	5.1	
890415	203411.7	29.976N	99.239E	33	6.2	6.2	
890420	080851.2	9.195S	79.036W	64	5.8		
890420	225954.9	57.142N	121.923E	33	6.1	6.5	
890425	021324.6	30.036N	99.452E	33	6.3	6.0	
890425	142900.4	16.812N	99.384W	20	6.2	6.8	
890430	082253.1	10.996N	68.317W	14	5.9	6.0	
890502	062728.2	45.060N	28.141W	10	5.2	5.6	
890503	055300.4	30.069N	99.477E	10	6.1	6.1	
890505	182840.2	8.241S	71.406W	604	6.4		
890514	005949.0	30.551S	178.405W	33	5.9	6.6	*
890515	233433.8	9.774S	159.504E	25	5.9	5.9	*
890516	172253.1	56.323S	139.164W	10	5.8	5.8	*
890519	022156.6	54.302N	165.572W	106	6.1		
890523	105446.5	52.484S	160.204E	10	6.4	8.2	*
890524	133115.3	56.156N	164.359E	26	5.9	6.1	
890524	154334.6	56.231N	164.215E	36	5.5	5.4	
890527	200837.2	30.179N	50.950E	29	5.6	5.8	
890528	094630.6	16.459S	173.456W	51	5.7	5.5	*
890607	194553.6	38.045N	21.626E	25	5.0	4.8	
890611	132431.8	35.099N	35.049W	10	5.8	5.5	
890612	000410.4	21.855N	89.765E	10	6.1	5.1	

FECHA	HORA	LATITUD	LONGITUD	PRO	Mb	MS	
890614	180637.6	34.296N	26.101E	10	5.2	5.1	
890616	105119.6	57.835N	154.199W	57	5.8		
890618	140629.3	17.755N	68.825W	67	5.9		
890713	020222.3	13.187S	167.096E	195	5.3		*
890714	154318.5	1.443S	15.530W	10	5.4	5.3	
890714	204246.9	8.036S	125.147E	59	6.4	6.2	*
890722	050212.1	2.331N	128.189E	146	6.4		*
890724	032749.0	36.114N	71.100E	97	5.8		
890801	052452.1	11.586S	164.673E	36	5.6	5.3	*
890820	111656.1	11.752N	41.937E	10	5.8	6.3	
890820	114627.9	11.856N	41.779E	10	6.1	5.6	
890820	132620.8	12.085N	41.865E	10	5.3	6.1	
890820	183230.7	37.278N	21.211E	16	5.4	5.6	
890820	192556.1	11.902N	41.821E	10	6.2	5.7	
890821	010905.7	11.866N	41.841E	10	6.3	6.2	
890821	050305.7	11.951N	41.752E	10	5.8	5.7	
890821	182540.6	4.089S	154.449E	487	5.8		*
890821	183538.0	4.158S	154.782E	544	5.1		*
890824	021313.8	37.960N	20.214E	16	5.1	4.9	
890827	012117.9	34.923N	26.259E	60	5.0		
890830	113812.6	55.639N	161.430E	72	5.8		
890904	131501.4	55.562N	156.790W	33	6.5	6.9	
890905	062809.9	14.177N	93.807W	21	5.6	4.9	
890909	014040.3	2.527N	79.682W	33	6.0	5.0	
890915	183413.2	53.256N	159.766E	52	5.6		
890916	020506.4	40.370N	51.602E	33	6.4	6.5	
890916	040303.3	32.482S	14.294W	10	5.7	5.8	
890916	232053.7	16.505N	93.649W	114	6.0		
890917	005337.6	40.191N	51.790E	33	6.1	6.1	
890922	022553.5	31.545N	102.464E	33	6.1	6.1	
890925	141749.8	20.317S	169.236E	55	6.1	6.3	*
891012	235054.3	50.010N	29.015W	10	4.6	4.3	
891018	000415.2	37.036N	121.883W	19	6.5	7.1	
891018	114048.7	10.137S	161.123E	33	6.1	5.7	*
891019	094957.1	49.920N	79.001E	0	6.0	4.5	
891027	210452.4	10.998S	162.382E	29	6.1	7.0	*
891031	234630.6	20.960S	178.725E	580	5.6		*
891101	064029.5	21.252S	68.099W	143	5.9		
891101	182535.9	39.798N	142.835E	38	6.4	7.4	
891115	040040.8	0.557S	20.012W	10	5.5	5.0	
891129	010015.3	15.781S	73.254W	74	6.1		
891201	185909.1	14.428S	167.352E	189	5.2		*
891203	141648.8	7.639S	74.532W	154	5.9		
891206	051946.1	6.222S	130.459E	97	5.7		*
891207	125932.6	25.943N	59.002E	10	5.7	5.6	
891207	133845.8	6.477S	146.430E	115	6.1		*
891209	203808.5	0.184N	123.456E	154	6.3		*
891225	142433.3	60.056N	73.494W	10	6.3	6.3	

APENDICE 2

Relación de sismos regionales.



FECHA	HORA	LATITUD	LONGITUD	PRO	Mb	LOCALIZACION
891220	041505.0	37.225N	7.392W	23	5.0	Ayamonte.H
900413	221715.1	35.618N	4.815W	70	4.1	Est.Gibraltar
900502	164027.1	36.548N	4.505W	95	4.2	S.Malaga
900510	194903.0	40.710N	9.688W		3.5	W.Oporto
900523	225200.3	35.703N	1.202W		3.9	W.Oran
901114	203017.1	42.725N	3.877W	11	3.0	Sedano.BU
901118	152612.0	36.438N	4.553W	80	3.4	S.Malaga
910110	133413.2	37.212N	3.710W		2.0	Santa Fe.GR
910117	072637.1	37.293N	1.863W		2.3	Vera.AL
910203	154410.2	35.525N	6.182W	95	3.8	W.Asilah
910204	235851.6	36.840N	3.113E	22	3.1	N.Argel
910220	130535.1	37.788N	16.655W		3.8	Atlantico
910221	210648.1	40.390N	1.843W		2.6	Tragacete.CU
910223	025620.7	39.190N	3.005W	10	2.0	Tomelloso.CR
910223	152832.0	37.140N	7.978W	15	3.5	Faro.PORT
910420	091410.5	37.590N	2.338W		3.3	Chirivel.AL
910420	102350.5	42.862N	2.973W		3.0	Artaza.VI
910421	105751.8	37.353N	13.133W		3.4	Atlantico
910422	030006.5	36.653N	4.932W	25	3.1	Tolox.MA
910423	051334.6	37.503N	2.243W	16	2.9	Oria.AL
910425	192326.3	37.160N	4.092W		3.2	Loja.GR
910428	052116.4	42.952N	1.925W		3.1	Oderiz.NA
910428	104234.3	37.797N	2.490W		3.1	Huescar.GR
910504	065901.6	37.858N	6.378W		3.1	Zufre.H
910506	072522.1	37.542N	2.357W		3.5	Chirivel.AL
910506	221518.5	37.528N	2.355W		3.2	Chirivel.AL
910507	003621.4	37.545N	2.392W		4.0	Chirivel.AL
910507	150207.4	37.537N	2.360W		2.9	Chirivel.AL
910511	202355.6	37.532N	2.305W		3.3	Chirivel.AL
910517	065701.3	41.643N	7.150W		3.2	Valpacos.PORT
910528	043122.4	36.560N	5.512W		3.0	Jimena.CA
910528	093408.0	37.058N	3.648W		3.1	Padul.GR
910528	104618.0	36.565N	5.458W		3.0	Ubrique.CA
910530	201039.1	39.227N	2.307W		3.8	Minaya.AB
910609	162520.7	37.117N	4.983W	13	3.5	M. Jara.SE
910612	051343.7	37.118N	5.037W	10	2.7	M. Jara.SE
910613	040334.2	42.905N	0.123W		3.5	Luz St.Sau.FR
910615	172724.1	36.142N	10.150W		4.4	SW.C.S.Vicente
910620	192428.8	40.108N	8.885W	19	3.5	Figueira.PORT
910620	221905.9	37.492N	12.782W		3.2	Atlantico
910621	212401.3	37.095N	3.525W		2.6	Dilar.GR
910626	123455.0	37.903N	6.313W		2.7	Zufre.H
910705	052544.1	37.057N	6.590W		3.2	El Alamillo.H
910706	133455.7	35.163N	3.502W	42	3.7	W.Al Hoceima.MAC
910707	112539.5	35.428N	6.293W	30	3.8	W. Asilah
910716	115103.6	41.467N	0.743W		2.9	Mediana.Z
910716	125037.2	38.192N	1.870W		2.5	Moratalla.MU
910731	154335.8	42.917N	14.293W	30	4.0	Atlantico
910802	085753.2	37.045N	4.000W	2	3.2	Alhama Granada

FECHA	HORA	LATITUD	LONGITUD	PRO	Mb	LOCALIZACION
910802	130825.1	38.210N	5.263W	10	2.9	Villanueva R.CO
910812	020401.7	37.168N	3.597W	5	2.8	Granada
910814	103208.5	38.755N	0.958W	2	4.2	Caudete.AB

APENDICE 3

Sismos regionales. Acimut, distancia y SNR.



FECHA	HORA	AZ	DIST	SNR
891220	041505.0	228.82	404.3	31
900413	221715.1	189.70	457.4	35
900502	164027.1	187.93	351.0	29
900510	194903.0	285.16	499.9	12
900523	225200.3	150.33	504.1	9
901114	203017.1	1.19	339.5	2
901118	152612.0	188.35	363.7	7
910110	133413.2	175.78	274.8	2
910117	072637.1	144.61	321.6	3
910203	154410.2	203.65	501.2	8
910204	235851.6	114.80	693.5	7
910220	130535.1	263.24	1120.2	11
910221	210648.1	65.61	197.6	13
910223	025620.7	122.89	98.4	6
910223	152832.0	232.41	449.3	21
910420	091410.5	148.14	271.5	3
910420	102350.5	12.86	363.6	5
910421	105751.8	254.97	838.4	13
910422	030006.5	194.45	346.6	5
910423	051334.6	147.59	283.8	2
910425	192326.3	182.34	279.3	3
910428	052116.4	24.37	402.5	6
910428	104234.3	148.06	244.8	4
910504	065901.6	226.79	291.0	3
910506	072522.1	149.01	275.2	4
910506	221518.5	149.14	276.7	2
910507	003621.4	149.54	273.4	6
910507	150207.4	149.02	275.3	3
910511	202355.6	148.31	278.5	3
910517	065701.3	310.08	347.0	2
910528	043122.4	201.93	371.4	8
910528	093408.0	174.51	292.3	11
910528	104618.0	201.26	369.2	4
910530	201039.1	108.75	150.7	34
910609	162520.7	197.68	298.0	7
910612	051343.7	198.56	299.4	3
910613	040334.2	40.52	481.9	8
910615	172724.1	236.04	669.9	38
910620	192428.8	278.13	422.9	11
910620	221905.9	255.22	804.0	7
910621	121401.3	172.28	289.4	12
910626	123455.0	226.70	283.4	4
910705	052544.1	219.02	370.4	4
910706	133455.7	175.22	503.4	17
910707	112539.5	204.23	515.0	23
910716	115103.6	52.72	337.4	3
910716	125037.2	131.65	244.9	3
910731	154335.8	296.03	935.1	30
910802	085753.2	180.64	291.9	5

FECHA	HORA	AZ	DIST	SNR
910802	130825.1	215.03	197.9	20
910812	020401.7	173.32	280.0	8
910814	103208.5	110.59	278.5	33

APENDICE 4

Telesismos. Soluciones por el método DTL.

FECHA	HORA	NS	AZr	STE	Vap	STE	RMS	COV *
880102	124202.6	12	40.36	31.77	16.30	5.42	17.45	96156
880109	10247.2	10	76.24	2.51	8.94	.18	2.00	-326
880109	220205.1	4	91.12	.60	10.06	.07	.23	-34
880111	210729.7	6	3.14	.47	21.99	.32	.13	-218
880115	210711.4	4	190.94	3.19	16.16	.37	.38	-1180
880119	73029.7	8	233.95	3.39	23.04	1.22	1.11	1843
880119	160025.4	6	285.09	1.34	20.06	.25	.33	516
880125	71553.4	6	249.18	1.34	25.87	.88	.63	-328
880127	191645.4	4	318.33	2.54	11.42	.15	.40	-405
880128	154808.1	6	105.77	3.17	11.51	.81	1.92	-3668
880205	140102.7	6	236.59	1.40	25.60	.61	.28	773
880205	184931.8	8	237.04	1.84	23.80	.67	.42	525
880206	145045.2	5	65.36	6.52	21.90	2.21	1.10	-8972
880206	180354.7	13	238.93	1.70	21.91	.49	.72	377
880207	84658.8	4	346.97	2.74	20.16	.98	.65	2244
880207	181505.6	9	358.62	.98	23.59	.39	.51	-537
880208	135133.9	5	278.08	4.56	20.93	1.68	.99	11999
880213	30505.9	15	53.60	.75	15.18	.12	.75	11
880216	42236.1	5	358.23	2.80	21.50	2.50	.57	-10168
880218	135236.0	12	234.80	.91	23.00	.25	.39	49
880222	191317.4	10	238.61	1.03	21.96	.40	.58	-65
880226	23120.1	5	236.48	2.69	22.09	.50	.41	1010
880226	61731.4	10	146.13	2.16	25.69	1.03	.72	-1579
880229	53141.2	6	1.10	.89	21.90	.35	.28	-424
880306	223535.8	15	331.41	1.12	19.90	.22	.62	-237
880306	231438.4	12	336.92	1.41	18.66	.22	.46	-330
880309	213353.6	10	244.91	1.42	23.30	.42	.44	-80
880309	214110.5	9	241.50	.83	22.33	.27	.43	-63
880310	61723.0	11	250.25	1.23	14.90	.34	1.41	363
880311	34457.1	5	267.43	2.20	21.96	1.58	.86	4377
880311	160107.0	4	256.99	1.77	15.95	.88	.45	-2231
880312	43210.3	13	257.00	1.54	14.96	.37	1.21	-193
880312	83849.2	7	6.39	1.84	19.18	.80	.86	-1571
880314	103245.5	5	244.69	.26	21.61	.07	.06	-6
880314	122949.4	8	250.55	1.35	20.67	.36	.63	-152
880316	54803.8	12	255.72	1.14	15.03	.27	.97	-63
880319	201915.9	13	78.56	1.45	15.57	.22	.68	-507
880321	233121.6	13	18.83	1.26	15.25	.27	1.16	488
880323	155018.2	10	242.27	3.41	11.92	.64	3.50	225
880325	42219.3	4	231.04	34.52	5.15	2.13	17.83	36294
880325	193646.4	12	331.79	.92	17.03	.15	.60	-95
880325	215320.5	8	345.40	1.93	21.60	.45	.81	-992
880326	62659.6	8	186.76	5.00	18.59	1.69	1.86	7658
880326	120729.4	11	113.31	3.32	9.11	.50	4.78	-575
880326	203513.4	9	76.33	2.10	10.76	.30	1.55	-441
880326	225841.5	16	69.43	.80	15.50	.08	.71	-31
880329	83131.9	6	347.02	1.17	23.77	.45	.53	-544
880330	21242.8	7	77.98	25.05	9.60	3.09	8.72	-23359
880330	235056.9	9	240.57	1.90	21.89	.63	.89	-167
880331	73428.8	4	288.48	1.82	20.81	.49	.30	-522
880403	13305.7	19	55.69	.78	14.99	.07	.87	15

FECHA	HORA	NS	AZr	STE	Vap	STE	RMS	COV *
880412	152619.7	6	257.18	.78	18.78	.27	.43	-171
880412	194142.7	7	257.16	.95	16.05	.24	.48	-157
880412	231955.5	15	242.56	.96	22.61	.30	.51	-10
880412	235523.4	9	243.07	1.13	21.97	.32	.32	-27
880413	3931.1	14	244.77	2.20	20.64	.66	1.22	-56
880413	62231.5	7	244.30	1.29	21.91	.34	.33	-26
880416	211710.0	6	144.03	7.33	18.14	1.38	1.50	6862
880417	25038.5	10	237.28	1.60	23.09	.40	.38	309
880418	220019.4	5	87.86	4.99	13.40	1.35	2.10	-81
880419	220504.2	6	345.15	1.17	20.63	.48	.25	411
880420	35008.3	6	73.21	2.12	13.20	.85	1.27	-2518
880420	42536.5	11	220.25	1.41	14.32	.25	.91	-227
880420	64025.9	14	72.11	1.38	18.50	.27	.63	-249
880422	15359.0	5	247.80	10.20	13.66	1.35	5.03	760
880422	15408.8	6	83.90	3.09	15.09	.76	1.00	1456
880424	204933.6	4	78.62	4.79	11.25	1.12	2.16	-2195
880426	5344.7	5	69.07	3.38	8.48	.13	1.36	-430
880504	5706.8	18	55.47	.64	14.99	.06	.73	12
880506	144618.0	19	271.97	1.42	20.11	.37	1.63	507
880506	163405.5	14	248.83	1.45	24.11	.45	.62	50
880507	15927.0	13	23.41	.79	25.19	.20	.40	-66
880507	224958.0	17	25.44	.60	13.82	.11	.64	87
880518	51743.4	12	89.62	1.41	9.53	.17	1.90	42
880518	53951.3	7	245.63	.90	13.68	.13	.91	-80
880520	31954.0	11	239.91	.98	21.86	.28	.42	-32
880520	145843.4	16	234.02	.99	13.46	.19	1.36	-1
880521	151545.4	10	220.40	3.95	15.26	.62	1.64	-1728
880522	34416.1	12	88.28	.86	9.68	.09	1.08	-2
880522	93955.9	4	352.89	1.23	23.30	1.23	.32	2116
880522	124725.8	9	241.95	.97	21.43	.27	.33	53
880609	21823.0	4	99.57	.16	11.99	.02	.05	-6
880610	113153.0	7	104.65	9.78	14.84	3.53	4.22	-22369
880610	230643.0	7	305.51	1.45	21.54	.49	.50	19
880618	224942.7	11	295.00	2.32	20.27	.47	1.05	1092
880621	62616.6	13	262.21	2.02	12.34	.32	2.14	-223
880624	74311.6	9	115.67	1.75	7.33	.27	2.76	-277
880624	85754.8	14	251.63	1.01	15.23	.34	1.62	858
880625	161536.1	8	79.27	.90	13.02	.11	.61	-109
880627	174736.8	6	108.92	3.72	6.60	.34	4.80	824
880704	135416.0	10	243.10	1.47	22.33	.42	.80	55
880706	155419.1	9	26.35	1.12	23.57	.40	.51	476
880706	230515.9	8	191.07	17.10	28.61	8.88	4.14	93953
880707	150530.0	6	307.37	2.45	19.58	.38	.82	-688
880708	165632.1	10	81.45	.70	13.00	.06	.41	5
880712	22654.4	7	81.40	1.74	10.79	.30	1.45	-270
880712	95554.0	12	263.06	1.48	17.79	.45	.78	642
880712	175912.8	5	258.73	1.62	15.92	.57	.98	-954
880713	172934.9	10	185.87	2.19	20.70	.70	.63	1468
880716	15432.0	7	85.77	.98	10.42	.27	1.03	-272
880716	204653.3	6	351.52	2.37	24.77	.60	.54	1104
880718	23029.3	4	259.81	9.86	27.21	3.07	1.21	-3802
880719	105441.7	5	328.34	2.13	19.79	.27	.35	-606

FECHA	HORA	NS	AZr	STE	Vap	STE	RMS	COV *
880720	62051.4	6	64.42	1.76	16.32	.40	.67	391
880722	211604.2	8	283.25	1.52	8.81	.27	1.47	105
880723	73809.7	9	43.04	2.55	14.43	.70	1.62	2568
880728	171232.8	18	233.81	.81	22.22	.23	.50	18
880730	210721.1	21	20.36	.33	24.00	.13	.33	50
880803	54314.8	17	71.74	.70	15.67	.09	.88	-40
880806	3624.6	20	67.40	1.17	19.59	.19	1.12	-55
880806	90321.9	19	71.53	.83	15.17	.10	1.10	-25
880808	195931.1	19	5.72	1.29	11.21	.25	2.52	-321
880811	30540.3	17	303.08	1.78	8.57	.13	3.70	92
880811	160007.6	13	89.57	2.32	13.91	.20	1.45	143
880811	160445.6	17	88.72	1.01	14.01	.09	1.01	-52
880814	105657.5	15	11.23	1.10	22.64	.44	.61	-436
880814	200303.9	9	305.93	1.01	18.74	.16	.34	31
880817	170000.0	11	311.81	1.44	19.22	.22	.84	-23
880820	230911.2	21	71.77	1.16	18.30	.18	1.01	-132
880909	230748.1	9	259.79	2.48	24.82	1.12	.86	-3016
880911	10534.3	8	277.46	1.00	19.38	.21	.33	267
880914	35957.4	22	53.96	.97	14.73	.10	1.17	24
880915	184801.1	19	259.38	1.32	19.39	.29	1.12	-108
880920	175618.0	10	257.97	1.14	17.47	.50	1.10	243
880921	164251.9	14	86.09	1.39	14.04	.24	.98	-424
880922	120540.9	12	86.47	1.49	9.76	.19	2.12	158
880925	205214.7	14	68.54	1.08	15.34	.12	.86	-138
880925	212804.8	18	70.75	.88	15.29	.11	.92	-106
881002	61808.0	10	231.79	1.07	22.52	.27	.52	-53
881013	140000.0	16	308.55	.97	19.99	.18	.64	-10
881016	61529.3	9	262.07	2.41	7.97	.37	4.02	979
881016	123405.6	18	90.73	1.14	9.87	.13	2.12	-83
881026	21512.6	7	67.26	1.78	15.87	.35	.83	-550
881106	130319.3	17	66.35	2.80	21.44	.45	2.00	-49
881106	131543.3	17	67.09	2.22	20.02	.33	1.79	-60
881112	33448.6	12	272.44	2.69	16.40	1.23	2.31	4761
881115	84142.3	12	351.63	1.12	21.94	.25	.44	-238
881117	5950.1	12	359.18	4.66	22.48	1.70	1.66	-5723
881120	210105.8	17	90.51	1.29	11.88	.18	1.65	-264
881121	165552.3	15	267.20	1.47	7.78	.19	3.63	266
881125	234604.5	20	301.54	.74	13.73	.09	.91	19
881129	112328.8	22	260.30	.37	18.90	.12	.55	39
881204	51953.0	17	24.05	.44	13.59	.07	.41	38
881206	132041.0	15	86.24	1.26	14.97	.22	1.33	-316
881206	194231.5	8	196.01	3.07	14.63	.39	1.25	535
881207	74124.2	18	75.91	.68	12.87	.09	.81	-10
881208	125859.9	10	263.13	1.63	19.16	.68	1.30	1293
881210	173319.9	6	106.28	2.16	15.69	.47	1.00	-260
881213	40138.9	15	.14	2.29	11.60	.34	2.43	-779
881214	114602.8	8	66.94	1.91	17.22	.49	.72	-135
881217	41806.9	21	54.53	.87	14.91	.10	1.08	25
881221	82103.7	10	65.25	1.14	15.26	.16	.68	4
881223	214908.9	11	218.31	2.10	15.03	.33	1.12	-257
881224	42654.5	16	232.59	.95	22.33	.31	.62	59
881224	103940.3	14	230.84	1.18	23.80	.33	.44	261

FECHA	HORA	NS	AZr	STE	Vap	STE	RMS	COV *
890118	173211.6	14	253.82	.74	19.89	.18	.44	-44
890121	25220.3	18	267.27	1.35	8.50	.20	3.08	311
890122	35706.6	23	54.37	.80	14.86	.09	1.05	22
890122	222017.9	15	18.34	1.07	24.82	.53	.58	-791
890127	83451.1	6	7.24	1.10	21.44	.25	.25	-86
890203	151825.4	15	346.44	1.58	11.39	.22	2.05	-268
890204	192407.4	12	263.26	.92	19.89	.32	.70	307
890205	135520.4	11	240.01	.41	21.44	.14	.23	-36
890209	224902.1	6	232.53	1.36	21.79	.23	.33	-73
890212	41506.8	18	54.30	1.04	14.85	.13	1.21	87
890310	214945.8	22	143.78	.42	16.83	.16	.71	-71
890313	130214.7	16	42.85	1.69	8.09	.12	3.14	218
890317	54254.4	14	97.23	1.57	11.16	.27	1.79	-627
890319	53658.9	16	84.66	1.12	10.76	.16	1.69	16
890328	132914.4	12	95.70	.82	11.05	.13	.91	-67
890411	35639.3	18	10.76	1.49	23.67	.61	1.01	-864
890415	142641.5	16	254.56	.73	15.83	.13	.74	-38
890415	203411.7	16	60.75	2.39	21.46	.33	1.16	-423
890420	80851.2	13	254.04	1.25	21.64	.33	.50	-230
890420	225954.9	19	31.01	.92	18.51	.21	.82	216
890425	21324.6	14	63.38	1.82	20.24	.29	.78	-139
890425	142900.4	17	282.37	1.24	21.14	.30	.84	302
890430	82253.1	14	260.85	4.12	18.14	1.52	4.55	4202
890502	62728.2	18	287.24	2.20	8.00	.21	5.39	343
890503	55300.4	19	65.35	2.87	19.97	.56	1.81	1567
890505	182840.2	22	248.44	.77	21.22	.21	.78	-16
890519	22156.6	20	346.48	.84	21.83	.23	.58	-141
890524	133115.3	15	4.90	1.41	19.96	.42	1.31	-671
890524	154334.6	6	3.13	1.50	21.13	.33	.34	59
890527	200837.2	19	88.52	.55	13.68	.08	.75	-47
890607	194553.6	13	89.53	1.59	9.75	.19	2.21	-315
890611	132431.8	18	263.80	1.23	11.06	.23	2.64	230
890612	410.4	18	73.08	.98	19.48	.15	.91	-76
890614	180637.6	16	94.89	1.51	11.49	.15	1.93	-157
890616	105119.6	11	343.53	1.59	19.07	.29	.67	-392
890618	140629.3	20	266.70	.53	16.22	.14	.55	70
890714	154318.5	13	197.57	.94	14.02	.19	.75	123
890724	32749.0	18	70.99	.75	15.52	.10	.90	-55
890820	111656.1	18	116.71	.60	14.32	.11	.74	-76
890820	114627.9	18	116.32	.60	14.38	.11	.68	-68
890820	132620.8	7	109.08	1.93	14.60	.23	.95	159
890820	183230.7	12	91.19	1.65	9.59	.09	1.66	-95
890820	192556.1	19	116.41	.77	14.18	.13	.94	-114
890821	10905.7	18	116.63	.66	14.22	.12	.86	-90
890821	50305.7	12	115.87	.41	14.73	.12	.36	-72
890824	21313.8	14	88.57	1.48	9.18	.08	1.53	-75
890827	12117.9	19	97.87	1.18	10.87	.11	1.85	-70
890830	113812.6	16	5.44	.80	20.93	.24	.65	-209
890904	131501.4	21	347.80	2.40	19.22	.58	2.04	-1090
890905	62809.9	6	285.61	3.54	18.27	1.72	1.24	-2753
890909	14040.3	15	261.02	1.06	19.39	.40	.80	372
890915	183413.2	9	7.53	1.55	21.42	.47	.85	-444

FECHA	HORA	NS	AZr	STE	Vap	STE	RMS	COV *
890916	20506.4	17	74.73	.62	13.07	.07	1.06	-25
890916	40303.3	9	192.16	8.06	17.32	1.42	1.91	-3056
890916	232053.7	14	278.22	5.32	18.11	1.14	3.39	6294
890917	5337.6	19	74.88	.63	13.09	.07	1.13	-32
890922	22553.5	18	59.05	1.53	20.56	.22	1.18	34
891012	235054.3	6	304.68	1.85	8.56	.21	2.03	30
891018	415.2	15	313.70	.91	21.71	.29	.60	61
891019	94957.1	19	54.41	.74	15.17	.09	.84	31
891101	64029.5	19	236.59	.75	22.20	.23	.70	33
891101	182535.9	16	31.12	3.36	28.10	1.18	1.82	4569
891115	40040.8	10	201.89	1.43	14.04	.17	.66	86
891129	10015.3	20	243.72	.61	22.93	.21	.45	-2
891203	141648.8	19	250.89	1.29	21.94	.36	.85	-157
891207	125932.6	16	87.40	1.17	14.62	.20	.95	-170
891225	142433.3	19	316.10	.54	13.73	.05	.72	-13

* Valores de la covarianza multiplicados por 10^5

APENDICE 5

Sismos regionales. Soluciones por el método DTL.



FECHA	HORA	AZ	STE	Vap	STE	RMS	COV *
891220	041505.0	230.19	0.78	8.47	0.07	0.02	25
900413	221715.1	188.10	1.30	8.85	0.14	0.02	-55
900502	164027.1	187.15	5.69	6.16	0.44	0.10	-1080
900510	194903.0	302.85	4.56	8.18	0.41	0.10	-715
900523	225200.3	154.50	3.77	6.70	0.33	0.10	614
901114	203017.1	12.47	9.86	7.01	0.73	0.13	3219
901118	152612.0	189.11	0.97	8.69	0.09	0.02	-29
910110	133413.2	177.69	8.23	3.56	0.33	0.41	-124
910117	072637.1	-	-	-	-	-	-
910203	154410.2	205.79	1.16	8.18	0.15	0.03	146
910204	235851.6	114.49	3.11	5.07	0.17	0.09	-95
910220	130535.1	228.80	8.34	10.00	0.91	0.15	3715
910221	210648.1	64.13	5.03	7.01	0.32	0.16	-966
910223	025620.7	122.19	1.29	6.02	0.09	0.03	-45
910223	152832.0	237.78	1.54	8.10	0.15	0.03	173
910420	091410.5	144.30	7.64	5.05	0.51	0.24	-839
910420	102350.5	-	-	-	-	-	-
910421	105751.8	259.14	1.71	9.24	0.15	0.02	27
910422	030006.5	-	-	-	-	-	-
910423	051334.6	-	-	-	-	-	-
910425	192326.3	-	-	-	-	-	-
910428	052116.4	31.06	8.77	7.77	0.76	0.20	5918
910428	104234.3	153.60	7.65	5.79	0.58	0.22	3379
910504	065901.6	225.89	15.27	5.47	1.05	0.38	14198
910506	072522.1	146.01	1.06	8.41	0.14	0.02	-112
910506	221518.5	150.41	4.96	7.77	0.62	0.07	-2270
910507	003621.4	150.22	3.61	7.01	0.34	0.07	699
910507	150207.4	-	-	-	-	-	-
910511	202355.6	145.51	0.76	8.57	0.10	0.02	-58
910517	065701.3	-	-	-	-	-	-
910528	043122.4	-	-	-	-	-	-
910528	093408.0	174.86	1.11	6.70	0.08	0.03	3
910528	104618.0	-	-	-	-	-	-
910530	201039.1	106.41	0.60	8.07	0.05	0.01	2
910609	162520.7	198.43	2.59	8.06	0.37	0.05	835
910612	051343.7	212.88	5.82	12.11	0.96	0.05	5324
910613	040334.2	40.09	1.82	8.32	0.13	0.03	156
910615	172724.1	236.59	1.50	8.15	0.12	0.02	47
910620	192428.8	277.87	0.97	9.13	0.09	0.02	-51
910620	221905.9	257.21	1.13	8.42	0.09	0.02	19
910621	212401.3	169.53	2.14	6.86	0.17	0.04	62
910626	123455.0	220.85	1.57	6.50	0.11	0.03	-95
910705	052544.1	222.84	1.14	8.79	0.12	0.02	86
910706	133455.7	174.50	1.22	9.70	0.14	0.02	7
910707	112539.5	207.94	1.46	8.55	0.19	0.02	231
910716	115103.6	55.53	2.14	8.65	0.15	0.03	-73
910716	125037.2	125.35	13.26	9.19	1.21	0.13	-18240
910731	154335.8	291.99	0.88	8.48	0.08	0.02	-3
910802	085753.2	-	-	-	-	-	-

FECHA	HORA	AZ	STE	Vap	STE	RMS	COV *
910802	130825.1	219.80	1.02	6.59	0.08	0.02	58
910812	020401.7	-	-	-	-	-	-
910814	103208.5	108.44	1.13	7.71	0.09	0.02	1

* Valores de la covarianza multiplicados por 10^5

APENDICE 6

Sismos regionales. Soluciones por el método de retardo y suma.

FECHA	HORA	AZ	Vap		
891220	041505.0	231.21	8.19		
900413	221715.1	192.92	8.49		
900502	164027.1	186.15	12.11		
900510	194903.0	284.74	8.58		
900523	225200.3	150.55	8.47		
901114	203017.1	359.10	6.63		
901118	152612.0	187.97	8.66		
910110	133413.2	278.82	3.72		
910117	072637.1	280.38	4.00		
910203	154410.2	204.58	8.47		
910204	235851.6	113.24	7.97		
910220	130535.1	260.09	8.64		
910221	210648.1	67.99	6.37		
910223	025620.7	304.80	4.32	(112.51	6.23)
910223	152832.0	237.14	8.34		
910420	091410.5	148.66	6.73		
910420	102350.5	14.21	6.33		
910421	105751.8	256.36	8.39		
910422	030006.5	248.44	3.87		
910423	051334.6	238.08	3.22	(148.28	6.78)
910425	192326.3	183.88	7.12		
910428	052116.4	30.68	7.83		
910428	104234.3	148.49	7.28		
910504	065901.6	231.00	6.70		
910506	072522.1	147.98	6.69		
910506	221518.5	148.49	6.72		
910507	003621.4	148.71	6.73		
910507	150207.4	147.97	6.69		
910511	202355.6	148.60	6.67		
910517	065701.3	76.63	3.95	(310.98	6.43)
910528	043122.4	238.21	4.42	(204.79	6.85)
910528	093408.0	172.41	6.92		
910528	104618.0	206.03	6.40		
910530	201039.1	108.83	6.27		
910609	162520.7	197.17	7.05		
910612	051343.7	243.90	3.89	(200.48	6.91)
910613	040334.2	41.96	8.24		
910615	172724.1	239.00	8.40		
910620	192428.8	279.12	8.76		
910620	221905.9	255.02	8.31		
910621	212401.3	171.74	6.97		
910626	123455.0	229.26	6.07		
910705	052544.1	224.42	8.72		
910706	133455.7	176.22	9.00		
910707	112539.5	206.36	8.59		
910716	115103.6	54.63	7.82		
910716	125037.2	124.61	6.63		
910731	154335.8	292.20	8.75		
910802	085753.2	178.03	6.92		

FECHA	HORA	AZ	Vap
910802	130825.1	218.82	6.71
910812	020401.7	174.55	7.24
910814	103208.5	110.11	6.78

APENDICE 7

Sismos regionales. Soluciones por el método convencional.
Ventana de 3 segundos.

FECHA	HORA	AZ	Vap	f	P
891220	041505.0	230.40	9.05	2.0	56.9
900413	221715.1	195.03	9.85	4.0	47.4
900502	164027.1	186.61	8.38	3.0	43.3
900510	194903.0	285.27	8.79	6.0	24.6
900523	225200.3	152.41	9.52	4.0	22.5
901114	203017.1	353.36	11.36	2.0	39.8
901118	152612.0	192.68	8.82	2.0	45.6
910110	133413.2	178.08	6.95	2.0	38.1
910117	072637.1	141.75	7.07	2.5	37.9
910203	154410.2	205.74	9.09	2.0	51.6
910204	235851.6	110.86	8.59	3.0	44.0
910220	130535.1	260.75	8.84	2.5	45.5
910221	210648.1	65.72	8.71	3.0	41.0
910223	025620.7	113.34	6.50	4.0	43.0
910223	152832.0	235.20	8.64	4.5	73.1
910420	091410.5	148.43	8.80	3.5	38.5
910420	102350.5	16.83	5.72	3.5	36.2
910421	105751.8	254.56	8.80	2.0	60.5
910422	030006.5	201.31	7.43	3.0	40.3
910423	051334.6	152.93	6.62	2.5	40.4
910425	192326.3	192.53	7.23	1.5	53.8
910428	052116.4	34.79	8.93	3.0	40.6
910428	104234.3	150.00	9.41	2.0	34.2
910504	065901.6	232.25	9.42	3.5	30.9
910506	072522.1	150.47	9.10	2.0	45.4
910506	221518.5	146.67	8.42	3.5	30.3
910507	003621.4	149.18	8.78	2.0	49.6
910507	150207.4	149.17	9.04	3.5	33.1
910511	202355.6	145.28	8.79	2.0	34.0
910517	065701.3	128.22	6.64	3.0	36.2
910528	043122.4	197.29	8.52	1.5	39.4
910528	093408.0	174.44	6.36	3.5	38.6
910528	104618.0	206.13	6.88	3.0	36.8
910530	201039.1	108.76	6.61	4.5	65.1
910609	162520.7	195.44	8.93	2.5	50.7
910612	051343.7	195.97	9.03	6.0	35.7
910613	040334.2	44.01	8.71	4.0	41.1
910615	172724.1	239.02	8.73	2.0	76.2
910620	192428.8	278.03	8.91	3.5	42.7
910620	221905.9	254.59	8.71	2.0	45.4
910621	212401.3	171.25	7.32	2.0	46.2
910626	123455.0	228.59	8.76	2.0	35.3
910705	052544.1	222.87	9.10	4.0	48.1
910706	133455.7	176.06	9.62	2.0	58.7
910707	112539.5	205.92	8.46	2.0	59.5
910716	115103.6	52.75	8.60	2.0	44.5
910716	125037.2	118.81	8.58	6.5	30.4
910731	154335.8	294.39	9.26	2.0	69.7
910802	085753.2	182.87	8.11	2.0	36.0

FECHA	HORA				
910802	130825.1	218.16	6.93	2.0	52.6
910812	020401.7	171.47	6.97	2.0	38.3
910814	103208.5	108.17	8.19	3.5	70.3

APENDICE 8

Sismos regionales. Soluciones por el método convencional.
Ventana de 5 segundos.

FECHA	HORA	AZ	Vap	f	P
891220	041505.0	228.47	8.96	2.0	55.8
900413	221715.1	197.03	9.27	3.0	47.1
900502	164027.1	186.22	8.53	3.0	45.1
900510	194903.0	283.92	8.63	5.0	21.2
900523	225200.3	151.42	9.01	1.0	22.1
901114	203017.1	354.32	11.27	2.0	40.4
901118	152612.0	189.36	8.97	3.0	44.5
910110	133413.2	172.20	7.88	2.0	41.6
910117	072637.1	147.10	7.27	3.5	35.7
910203	154410.2	204.08	8.99	2.0	52.3
910204	235851.6	110.08	9.47	1.5	47.5
910220	130535.1	265.96	8.98	2.0	45.9
910221	210648.1	65.95	7.46	2.5	45.7
910223	025620.7	113.00	6.50	4.0	43.0
910223	152832.0	235.67	8.62	4.5	71.0
910420	091410.5	149.40	9.03	4.0	37.1
910420	102350.5	3.27	7.40	4.0	37.2
910421	105751.8	254.16	9.02	2.0	59.4
910422	030006.5	197.75	6.46	3.0	41.1
910423	051334.6	149.22	6.94	3.5	39.0
910425	192326.3	191.95	6.42	1.5	53.2
910428	052116.4	34.93	8.36	3.0	40.6
910428	104234.3	146.84	8.83	3.5	33.6
910504	065901.6	234.55	8.71	5.5	30.5
910506	072522.1	147.03	9.24	4.0	45.0
910506	221518.5	149.18	9.53	4.0	27.8
910507	003621.4	149.80	9.18	2.0	50.4
910507	150207.4	148.31	9.47	4.0	33.9
910511	202355.6	152.10	9.31	2.0	34.6
910517	065701.3	303.25	9.80	4.5	37.0
910528	043122.4	213.97	7.17	2.5	37.4
910528	093408.0	174.68	6.40	3.5	44.8
910528	104618.0	204.94	7.72	2.0	36.3
910530	201039.1	109.20	6.45	4.0	73.6
910609	162520.7	196.43	8.96	2.5	50.3
910612	051343.7	196.31	9.04	6.0	33.7
910613	040334.2	41.90	8.44	4.5	44.9
910615	172724.1	239.88	9.11	2.0	81.6
910620	192428.8	275.69	8.97	3.5	42.6
910620	221905.9	254.34	8.95	2.0	46.1
910621	212401.3	170.43	7.15	2.0	50.9
910626	123455.0	226.40	8.36	4.0	32.2
910705	052544.1	222.01	8.84	4.0	46.2
910706	133455.7	178.02	9.62	2.0	60.4
910707	112539.5	208.68	9.00	3.5	63.8
910716	115103.6	55.14	8.55	2.0	43.5
910716	125037.2	118.60	8.03	2.5	32.2
910731	154335.8	293.55	9.57	2.0	72.0
910802	085753.2	186.82	8.66	4.5	38.0

FECHA	HORA	AZ	Vap	f	P
910802	130825.1	218.78	6.91	2.0	59.8
910812	020401.7	169.87	7.29	2.0	40.5
910814	103208.5	106.60	8.24	2.5	75.8

APENDICE 9

Sismos regionales. Soluciones por el análisis de lentitud.
Banda de 1 Hz.

FECHA	HORA	AZ	Vap	fc	P
891220	041505.0	231.06	8.68	2.0	53.7
900413	221715.1	194.80	8.72	3.0	46.8
900502	164027.1	188.45	8.52	2.0	43.1
900510	194903.0	284.76	8.66	6.0	22.8
900523	225200.3	152.68	8.80	4.0	21.1
901114	203017.1	359.38	9.48	4.0	37.2
901118	152612.0	191.90	8.31	2.5	44.4
910110	133413.2	177.50	6.46	2.5	35.4
910117	072637.1	143.92	7.08	2.0	37.1
910203	154410.2	205.58	8.61	2.0	50.9
910204	235851.6	110.95	8.59	1.5	43.5
910220	130535.1	262.65	8.81	2.5	41.7
910221	210648.1	64.66	7.73	2.0	40.6
910223	025620.7	113.26	6.09	4.5	40.5
910223	152832.0	235.79	8.44	4.0	72.2
910420	091410.5	147.00	8.58	3.5	37.1
910420	102350.5	10.73	6.81	3.0	34.4
910421	105751.8	254.94	8.46	2.5	59.7
910422	030006.5	200.52	6.87	3.0	37.2
910423	051334.6	151.56	6.66	3.0	37.9
910425	192326.3	189.44	6.23	2.0	51.2
910428	052116.4	35.17	8.41	3.0	38.6
910428	104234.3	149.13	9.65	2.0	32.2
910504	065901.6	112.34	9.15	1.5	41.2
910506	072522.1	146.94	8.67	3.5	43.5
910506	221518.5	147.27	8.71	4.0	28.4
910507	003621.4	146.11	8.65	3.5	47.3
910507	150207.4	146.99	8.83	3.5	31.5
910511	202355.6	146.41	8.60	2.5	33.1
910517	065701.3	310.99	9.31	2.5	32.6
910528	043122.4	199.41	6.98	1.5	40.4
910528	093408.0	172.16	10.36	2.5	36.6
910528	104618.0	206.82	6.29	3.5	34.1
910530	201039.1	108.59	6.41	4.5	64.6
910609	162520.7	194.94	9.02	2.5	48.9
910612	051343.7	196.62	8.93	6.0	32.2
910613	040334.2	43.17	8.22	4.0	39.4
910615	172724.1	238.95	9.10	2.5	75.6
910620	192428.8	278.33	8.69	3.5	40.1
910620	221905.9	255.53	8.75	2.5	43.8
910621	212401.3	171.93	6.72	2.0	44.5
910626	123455.0	225.68	8.06	2.5	32.8
910705	052544.1	222.81	8.55	4.0	47.0
910706	133455.7	176.20	9.20	2.0	57.5
910707	112539.5	206.03	8.41	2.5	61.0
910716	115103.6	54.08	8.21	2.5	43.3
910716	125037.2	119.39	8.16	3.0	29.7
910731	154335.8	292.42	9.06	2.5	69.5
910802	085753.2	182.33	9.11	4.0	34.3

FECHA	HORA	AZ	Vap	fc	P
910802	130825.1	218.63	6.92	2.5	50.7
910812	020401.7	171.69	7.18	2.5	35.3
910814	103208.5	107.17	8.23	2.0	69.5

APENDICE 10

Sismos regionales. Soluciones por el análisis de lentitud.
Banda de 2 Hz.

FECHA	HORA	AZ	Vap	fc	P
891220	041505.0	231.00	8.66	2.0	52.5
900413	221715.1	194.84	8.80	3.0	46.6
900502	164027.1	187.62	8.28	2.0	42.8
900510	194903.0	284.34	8.61	6.0	21.6
900523	225200.3	152.70	8.84	4.5	19.2
901114	203017.1	357.17	9.63	4.5	36.7
901118	152612.0	190.78	8.61	2.5	44.2
910110	133413.2	177.98	6.70	3.0	34.2
910117	072637.1	143.87	6.85	2.5	36.1
910203	154410.2	205.49	8.66	2.0	50.0
910204	235851.6	109.82	8.67	2.0	43.0
910220	130535.1	262.53	8.60	2.0	41.3
910221	210648.1	64.95	7.88	2.0	40.1
910223	025620.7	113.26	6.05	4.0	42.1
910223	152832.0	235.79	8.46	4.5	70.9
910420	091410.5	147.13	8.60	3.5	35.3
910420	102350.5	12.09	6.68	3.5	34.3
910421	105751.8	254.77	8.50	3.0	59.2
910422	030006.5	200.19	6.78	3.0	35.8
910423	051334.6	151.66	6.63	3.0	36.1
910425	192326.3	188.56	6.25	2.0	51.0
910428	052116.4	35.12	8.35	3.0	36.8
910428	104234.3	148.01	9.13	2.5	30.9
910504	065901.6	111.38	9.33	2.0	38.9
910506	072522.1	147.34	8.62	3.0	43.2
910506	221518.5	147.44	8.47	3.5	27.3
910507	003621.4	146.82	8.59	2.5	47.1
910507	150207.4	147.64	8.35	3.0	30.9
910511	202355.6	145.93	8.64	3.0	33.1
910517	065701.3	311.22	9.11	3.0	30.8
910528	043122.4	199.67	6.69	1.5	39.6
910528	093408.0	175.17	5.73	2.0	35.9
910528	104618.0	207.97	6.26	3.0	33.1
910530	201039.1	108.57	6.38	4.5	63.9
910609	162520.7	194.20	9.18	3.0	47.7
910612	051343.7	196.64	8.94	6.0	30.3
910613	040334.2	43.68	8.20	3.5	37.9
910615	172724.1	238.99	8.81	2.0	74.6
910620	192428.8	279.35	8.71	2.5	40.0
910620	221905.9	255.97	8.59	3.0	42.3
910621	212401.3	172.06	6.71	2.0	43.5
910626	123455.0	226.50	8.26	3.0	31.7
910705	052544.1	222.96	8.57	4.5	45.2
910706	133455.7	176.41	9.23	2.0	56.3
910707	112539.5	206.35	8.37	2.5	63.9
910716	115103.6	54.34	8.18	2.0	41.7
910716	125037.2	120.82	8.15	3.0	28.0
910731	154335.8	292.85	8.84	2.0	68.8
910802	085753.2	179.06	8.07	1.5	35.7

FECHA	HORA	AZ	Vap	fc	P
910802	130825.1	218.92	6.59	2.5	49.7
910812	020401.7	171.35	6.92	3.0	34.0
910814	103208.5	107.56	8.04	2.5	68.8

APENDICE 11

Sismos regionales. Solucion por el método de varianza-covarianza.

FECHA	HORA	AZ	σ	IN	σ	r	σ	
891220	041505.0	228.36	4.27	44.58	3.10	0.98	0.02	
900413	221715.1	196.85	1.18	41.71	3.20	0.99	0.01	
900502	164027.1	188.51	3.75	45.02	4.20	0.95	0.03	
900510	194903.0	282.93	3.51	46.70	2.60	0.85	0.01	
900523	225200.3	147.67	3.72	40.92	6.39	0.97	0.02	
901114	203017.1	-	-	-	-	-	-	
901118	152612.0	197.18	6.41	43.32	2.92	0.96	0.02	(1)
910110	133413.2	180.81	4.38	49.31	3.71	0.82	0.09	(2)
910117	072637.1	142.99	4.75	52.22	17.79	0.89	0.05	(2)
910203	154410.2	201.37	8.57	38.57	4.11	0.90	0.06	
910204	235851.6	119.97	14.11	40.00	5.63	0.88	0.08	
910220	130535.1	248.33	13.50	80.69	43.95	0.86	0.08	
910221	210648.1	69.20	2.58	58.77	1.86	0.97	0.02	
910223	025620.7	102.00	3.14	49.46	14.11	0.80	0.09	
910223	152832.0	234.38	4.18	43.04	2.74	0.96	0.04	
910420	091410.5	148.90	11.83	67.03	11.31	0.95	0.02	(3)
910420	102350.5	16.62	8.61	55.44	11.94	0.92	0.05	(3)
910421	105751.8	255.50	3.49	42.27	2.79	0.95	0.04	
910422	030006.5	191.81	4.05	48.90	5.24	0.93	0.05	(1)
910423	051334.6	135.83	22.38	70.77	51.96	0.73	0.13	
910425	192326.3	161.03	17.21	64.51	25.01	0.87	0.05	
910428	052116.4	12.79	11.95	67.11	47.47	0.86	0.03	
910428	104234.3	142.96	11.98	51.03	4.39	0.91	0.08	
910504	065901.6	227.89	6.17	55.13	9.57	0.84	0.09	
910506	072522.1	143.36	5.05	58.62	5.78	0.92	0.04	
910506	221518.5	144.53	8.26	49.78	9.80	0.90	0.07	(1)
910507	003621.4	146.06	5.23	59.37	4.89	0.92	0.07	
910507	150207.4	135.19	12.07	38.41	20.66	0.90	0.07	(1)
910511	202355.6	-	-	-	-	-	-	
910517	065701.3	-	-	-	-	-	-	
910528	043122.4	-	-	-	-	-	-	
910528	093408.0	-	-	-	-	-	-	
910528	104618.0	209.26	24.05	74.73	53.70	0.89	0.08	(1)
910530	201039.1	107.25	4.45	55.78	7.69	0.96	0.05	
910609	162520.7	195.96	12.39	36.14	4.37	0.91	0.07	
910612	051343.7	201.38	12.39	15.36	5.05	0.95	0.03	(1)
910613	040334.2	44.74	18.79	77.86	40.01	0.88	0.05	(3)
910615	172724.1	235.06	6.02	42.25	4.36	0.96	0.04	
910620	192428.8	282.31	6.90	40.43	2.82	0.96	0.04	
910620	221905.9	256.95	4.99	40.27	7.66	0.87	0.09	
910621	212401.3	169.98	2.92	50.45	5.25	0.94	0.04	
910626	123455.0	226.38	6.97	56.62	3.88	0.90	0.06	
910705	052544.1	224.53	2.42	48.45	11.45	0.89	0.08	
910706	133455.7	177.13	4.27	42.30	5.75	0.94	0.06	
910707	112539.5	206.45	3.38	39.40	3.72	0.97	0.03	
910716	115103.6	39.98	12.38	39.73	23.68	0.87	0.06	
910716	125037.2	127.19	4.65	54.96	2.36	0.95	0.02	
910731	154335.8	294.01	4.04	39.00	3.38	0.95	0.05	
910802	085753.2	198.30	3.13	30.83	25.20	0.90	0.05	(3)

FECHA	HORA	AZ	σ	IN	σ	r	σ
910802	130825.1	215.77	3.12	57.02	4.66	0.94	0.06
910812	020401.7	173.97	4.81	44.05	13.59	0.87	0.07
910814	103208.5	107.76	6.29	46.44	18.18	0.91	0.08

Filtros paso-banda utilizados:

- (1) 2 - 4 Hz
- (2) 2 - 5 Hz
- (3) 1 - 3 Hz

APENDICE 12

Sismos regionales. Soluciones mediante los métodos de composición de la partícula y producto TZ.



FECHA	HORA	COMPOSICION		PRODUCTO TZ	
		AZ	IN		
891220	041505.0	232	43	232.80	
900413	221715.1	198	42	198.15	
900502	164027.1	192	44	191.80	
900510	194903.0	285	43	284.60	
900523	225200.3	148	35	148.49	
901114	203017.1	-	-	-	
901118	152612.0	193	45	192.75	(1)
910110	133413.2	179	38	187.10	(2)
910117	072637.1	141	43	168.30	(2)
910203	154410.2	200	33	207.80	
910204	235851.6	124	45	125.50	
910220	130535.1	247	47	257.34	
910221	210648.1	69	60	68.76	
910223	025620.7	117	59	76.60	
910223	152832.0	237	44	238.27	
910420	091410.5	147	55	145.83	(3)
910420	102350.5	22	61	24.69	(3)
910421	105751.8	257	44	257.53	
910422	030006.5	200	44	173.06	(1)
910423	051334.6	140	58	135.67	
910425	192326.3	182	47	157.40	
910428	052116.4	20	26	31.90	
910428	104234.3	143	59	138.61	
910504	065901.6	233	58	235.58	
910506	072522.1	136	58	137.70	
910506	221518.5	147	42	146.89	(1)
910507	003621.4	150	47	168.68	
910507	150207.4	126	35	124.96	(1)
910511	202355.6	-	-	-	
910517	065701.3	-	-	-	
910528	043122.4	-	-	-	
910528	093408.0	-	-	-	
910528	104618.0	198	55	189.31	(1)
910530	201039.1	103	47	105.32	
910609	162520.7	196	38	194.14	
910612	051343.7	192	13	194.93	(1)
910613	040334.2	39	58	33.12	(3)
910615	172724.1	239	42	240.90	
910620	192428.8	280	40	276.94	
910620	221905.9	254	43	245.22	
910621	212401.3	165	50	171.00	
910626	123455.0	228	55	238.21	
910705	052544.1	227	41	225.24	
910706	133455.7	171	38	177.35	
910707	112539.5	208	43	208.73	
910716	115103.6	51	42	36.65	
910716	125037.2	126	56	127.37	
910731	154335.8	290	40	289.96	
910802	085753.2	184	29	192.85	(3)

FECHA	HORA	COMPOSICION		PRODUCTO TZ
		AZ	IN	AZ
910802	130825.1	216	57	216.73
910812	020401.7	165	41	168.89
910814	103208.5	109	45	108.74

Filtros paso-banda utilizados:

- (1) 2 - 4 Hz
- (2) 2 - 5 Hz
- (3) 1 - 3 Hz

APENDICE 13

Telesismos. Acimut y distancia.



FECHA	HORA	Dr	AZr	Ar-Ac	
880102	124202.6	9922	26.60	13.75	
880109	10247.2	1747	77.36	1.12	
880109	220205.1	2035	94.68	3.56	
880111	210729.7	9130	5.68	2.55	
880115	210711.4	7181	188.98	1.96	
880119	73029.7	9592	234.76	.81	
880119	160025.4	8939	286.92	1.82	
880125	71553.4	9113	250.08	.90	
880127	191645.4	2367	323.22	4.89	
880128	154808.1	2067	110.27	4.50	
880205	140102.7	9581	234.65	1.94	
880205	184931.8	9601	234.63	2.41	
880206	145045.2	8492	69.05	3.69	
880206	180354.7	8778	237.32	1.61	
880207	84658.8	8451	344.66	2.31	
880207	181505.6	9510	350.50	8.13	
880208	135133.9	8988	285.74	7.66	
880213	30505.9	5936	51.88	1.72	Explosión nuclear
880216	42236.1	9445	351.61	6.61	
880218	135236.0	9289	233.76	1.05	
880222	191317.4	9237	236.97	1.64	
880226	23120.1	8996	238.94	2.46	
880226	61731.4	9750	142.82	3.30	
880229	53141.2	9177	3.12	2.02	
880306	223535.8	8106	336.07	4.66	
880306	231438.4	8085	336.21	.71	
880309	213353.6	9299	242.47	2.44	
880309	214110.5	9025	238.65	2.85	
880310	61723.0	6131	250.50	.25	
880311	34457.1	8158	267.25	.18	
880311	160107.0	6154	254.92	2.08	
880312	43210.3	6152	254.87	2.13	
880312	83849.2	9137	5.72	.67	
880314	103245.5	9041	244.16	.52	
880314	122949.4	8607	250.37	.18	
880316	54803.8	6151	254.96	.76	
880319	201915.9	5855	81.03	2.47	
880321	233121.6	6147	12.74	6.09	
880323	155018.2	4714	240.68	1.59	
880325	42219.3	1743	98.53	132.50	
880325	193646.4	7123	332.42	.63	
880325	215820.5	8918	344.42	.98	
880326	62659.6	6710	188.88	2.12	
880326	120729.4	1366	111.49	1.82	
880326	203513.4	1777	81.18	4.85	
880326	225841.5	5815	69.18	.26	
880329	83131.9	9344	348.47	1.45	
880330	21242.8	4824	83.63	5.65	
880330	235056.9	9596	234.55	6.02	
880331	73428.8	8853	285.17	3.30	
880403	13305.7	5679	53.58	2.10	Explosión nuclear
880412	152619.7	8519	255.85	1.33	

FECHA	HORA	Dr	AZr	Ar-Ac	
880412	194142.7	6310	257.07	.08	
880412	231955.5	9139	241.34	1.21	
880412	235523.4	9176	241.26	1.81	
880413	3931.1	9160	241.43	3.34	
880413	62231.5	9177	241.25	3.05	
880416	211710.0	6193	141.90	2.13	
880417	25038.5	9170	241.24	3.96	
880418	220019.4	2416	94.29	6.42	
880419	220504.2	8922	344.84	.31	
880420	35008.3	4073	76.20	2.99	
880420	42536.5	4692	218.56	1.69	
880420	64025.9	7790	70.98	1.13	
880422	15359.0	1999	309.21	61.42	
880422	15408.8	4702	85.52	1.62	
880424	204933.6	2194	278.75	159.87	
880426	5344.7	1129	84.97	15.89	
880504	5706.8	5664	53.60	1.87	Explosión nuclear
880506	144618.0	8100	270.12	1.85	
880506	163405.5	9163	246.74	2.09	
880507	15927.0	9964	24.15	.74	
880507	224958.0	4355	20.87	4.57	Explosión nuclear
880518	51743.4	1814	83.76	5.86	
880518	53951.3	4613	244.85	.78	
880520	31954.0	8947	239.17	.74	
880520	145843.4	4560	232.21	1.81	
880521	151545.4	4713	218.47	1.93	
880522	34416.1	1811	83.84	4.44	
880522	93955.9	9281	351.77	1.13	
880522	124725.8	8930	239.25	2.70	
880609	21823.0	2470	108.69	9.12	
880610	113153.0	9166	105.01	.36	
880610	230643.0	9199	310.30	4.79	
880618	224942.7	8932	297.94	2.94	
880621	62616.6	3939	260.46	1.75	
880624	74311.6	987	116.25	.58	
880624	85754.8	6143	250.40	1.22	
880625	161536.1	3629	79.95	.68	
880627	174736.8	1081	102.99	5.93	
880704	135416.0	9129	240.61	2.49	
880706	155419.1	9906	27.79	1.44	
880706	230515.9	8086	188.89	2.18	
880707	150530.0	8635	309.70	2.32	Explosión nuclear
880708	165632.1	3579	82.10	.65	
880712	22654.4	2101	84.74	3.34	
880712	95554.0	7027	258.60	4.46	
880712	175912.8	6397	257.93	.80	
880713	172934.9	8758	188.16	2.28	
880716	15432.0	2164	91.79	6.02	
880716	204653.3	9440	352.70	1.18	
880718	23029.3	9338	236.26	23.55	
880719	105441.7	8303	326.31	2.03	
880720	62051.4	6264	67.17	2.75	

FECHA	HORA	Dr	AZr	Ar-Ac	
880722	211604.2	1998	277.20	6.05	
880723	73809.7	6670	49.64	6.60	
880728	171232.8	9062	233.29	.52	
880730	210721.1	9809	22.76	2.40	
880803	54314.8	5734	72.31	.57	
880806	3624.6	8333	69.50	2.09	
880806	90321.9	5741	72.26	.73	
880808	195931.1	2322	12.21	6.49	
880811	30540.3	1677	301.60	1.49	
880811	160007.6	4511	88.41	1.16	
880811	160445.6	4525	88.28	.43	
880814	105657.5	8963	11.58	.35	
880814	200303.9	8016	307.19	1.26	
880817	170000.0	8386	310.85	.95	Explosión nuclear
880820	230911.2	7557	73.21	1.44	
880909	230748.1	9222	255.87	3.92	
880911	10534.3	8416	276.96	.49	
880914	35957.4	5671	53.71	.25	Explosión nuclear
880915	184801.1	8443	257.06	2.31	
880920	175618.0	7905	258.89	.92	
880921	164251.9	4716	87.66	1.58	
880922	120540.9	1874	84.93	1.54	
880925	205214.7	5763	71.11	2.58	
880925	212804.8	5716	72.50	1.76	
881002	61808.0	9127	233.28	1.49	
881013	140000.0	8503	308.50	.05	Explosión nuclear
881016	61529.3	1544	252.94	9.13	
881016	123405.6	1789	93.63	2.90	
881026	21512.6	6165	68.95	1.68	
881106	130319.3	8848	68.57	2.21	
881106	131543.3	8806	68.37	1.28	
881112	33448.6	6976	269.60	2.84	
881115	84142.3	9290	350.05	1.58	
881117	5950.1	8973	6.22	7.04	
881120	210105.8	2358	100.71	10.19	
881121	165552.3	1554	258.20	8.99	
881125	234604.5	4785	299.60	1.95	
881129	112328.8	7803	258.64	1.66	
881204	51953.0	4372	20.91	3.14	Explosión nuclear
881206	132041.0	4730	88.03	1.79	
881206	194231.5	4327	195.65	.36	
881207	74124.2	3642	74.99	.93	
881208	125859.9	8190	264.27	1.14	
881210	173319.9	4808	110.27	3.99	
881213	40138.9	3087	359.79	0.36	
881214	114602.8	6236	64.09	2.85	
881217	41806.9	5677	53.59	.94	Explosión nuclear
881221	82103.7	5850	64.18	1.06	
881223	214908.9	4663	217.32	.99	
881224	42654.5	9216	233.06	.46	
881224	103940.3	9297	228.05	2.80	
890118	173211.6	8566	250.52	3.30	

FECHA	HORA	Dr	AZr	Ar-Ac	
890121	25220.3	1582	256.51	10.76	
890122	35706.6	5669	53.57	.80	Explosión nuclear
890122	222017.9	10130	20.76	2.42	
890127	83451.1	9206	6.40	.84	
890203	151825.4	2439	348.41	1.97	
890204	192407.4	8265	263.43	.17	
890205	135520.4	8979	239.90	.12	
890209	224902.1	9102	233.30	.78	
890212	41506.8	5663	53.60	.70	Explosión nuclear
890310	214945.8	6768	144.48	.70	
890313	130214.7	1079	27.43	15.42	
890317	54254.4	2134	105.98	8.74	
890319	53658.9	2097	83.16	1.50	
890328	132914.4	2352	96.56	.86	
890411	35639.3	9612	8.73	2.03	
890415	142641.5	6288	254.02	.54	
890415	203411.7	8299	63.23	2.48	
890420	80851.2	9092	251.76	2.27	
890420	225954.9	7602	30.70	.31	
890425	21324.6	8567	61.32	2.07	
890425	142900.4	8813	283.07	.70	
890430	82253.1	6694	257.24	3.61	
890502	62728.2	1584	285.52	1.72	
890503	55300.4	8435	62.44	2.91	
890505	182840.2	8394	247.42	1.02	
890519	22156.6	8967	347.33	.85	
890524	133115.3	8928	4.69	.22	
890524	154334.6	9201	6.49	3.36	
890527	200837.2	4454	91.50	2.97	
890607	194553.6	1844	92.71	3.19	
890611	132431.8	2409	259.75	4.05	
890612	410.4	8146	75.39	2.31	
890614	180637.6	2141	99.17	4.27	
890616	105119.6	8358	342.47	1.06	
890618	140629.3	6245	263.63	3.07	
890714	154318.5	4394	196.29	1.28	
890724	32749.0	5764	72.65	1.66	
890820	111656.1	4929	118.14	1.43	
890820	114627.9	4909	118.19	1.87	
890820	132620.8	5186	113.98	4.90	
890820	183230.7	1615	94.03	2.83	
890820	192556.1	4909	118.10	1.70	
890821	10905.7	4913	118.12	1.49	
890821	50305.7	5040	120.33	4.45	
890824	21313.8	1511	92.11	3.54	
890827	12117.9	2128	97.25	.62	
890830	113812.6	8962	6.40	.96	
890904	131501.4	8652	342.89	4.91	
890905	62809.9	8914	280.44	5.18	
890909	14040.3	8249	258.88	2.14	
890915	183413.2	9207	7.74	.21	
890916	20506.4	4022	76.18	1.44	

FECHA	HORA	Dr	AZr	Ar-Ac	
890916	40303.3	7702	187.95	4.21	
890916	232053.7	8370	279.06	.84	
890917	5337.6	4043	76.38	1.50	
890922	22553.5	8419	60.13	1.08	
891012	235054.3	1751	304.01	.67	
891018	415.2	9306	314.69	.98	
891019	94957.1	5680	53.53	.88	Explosión nuclear
891101	64029.5	9138	235.61	.98	
891101	182535.9	10042	29.61	1.51	
891115	40040.8	4373	203.30	1.41	
891129	10015.3	9106	243.01	.71	
891203	141648.8	8606	250.00	.88	
891207	125932.6	5577	88.15	.76	
891225	142433.3	4665	317.36	1.25	

Acuerdo del Tribunal que se suscribe
en el día de la fecha acordó cali-
ficar a D. ... con el título Doctoral
con la calificación de ...

APROBADO CON CALIFICACIÓN DE UNANIMIDAD

Madrid, 26 de Noviembre 1992

