

**Simulación probabilística, energética y
temporal, de series sísmicas**

Federico Torcal Medina



Instituto Andaluz de Geofísica y
Prevención de Desastres Sísmicos

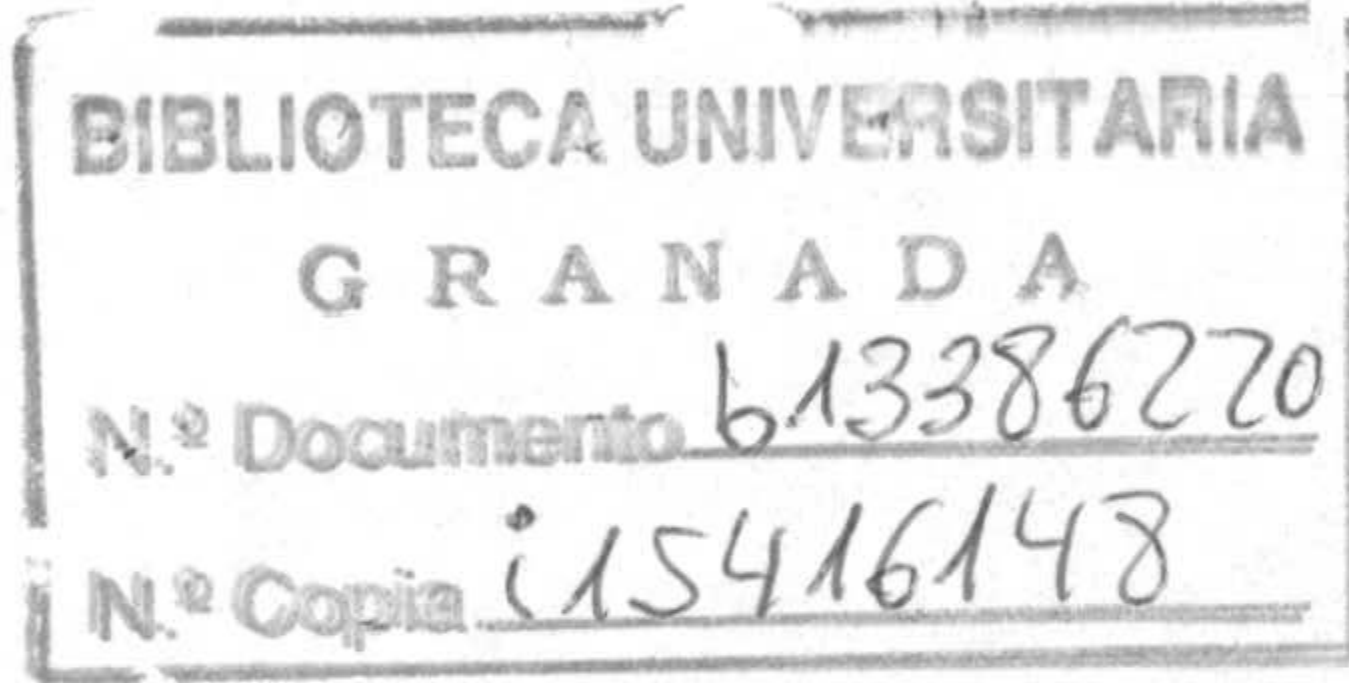
Universidad de Granada, España

TORCAL MEDINA, FEDERICO
CURSO: 98/99

3-84

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 23-9-98
ENTRADA NUM. 2744

UNIVERSIDAD DE GRANADA
15 SET. 1998
COMISION DE DOCTORADO



Simulación probabilística, energética y temporal, de series sísmicas.

Federico Torcal Medina

Instituto Andaluz de Geofísica y
Prevención de Desastres Sísmicos

Universidad de Granada, España

Dr. Antonio M. Posada
Director de los Tests.

FEDERICO TORCAL MEDINA

Simulación probabilística, energética y temporal, de series sísmicas.

Federico Torcal Medina

Instituto Andaluz de Geofísica y
Prevención de Desastres Sísmicos

Universidad de Granada, España

Memoria de la Tesis Doctoral presentada por D. Federico Torcal Medina, Licenciado en Ciencias Geológicas, para la obtención del Título de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada, España, dentro del programa de doctorado Sismología e Ingeniería Sísmica impartido por el Departamento de Física Teórica y del Cosmos y el Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos.

Director:

Profesor Dr. Antonio Miguel Posadas Chinchilla

Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, España.
Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos

In memoriam: Profesor Dr. Fernando De Miguel Martínez

Departamento de Física Teórica y del Cosmos, Universidad de Granada, España.

Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos

Granada, Septiembre de 1998

Eppur si muove

Galileo Galilei (1564-1642)

Agradecimientos:

No quiero dejar pasar esta oportunidad sin mostrar mi más sincera gratitud, de todo corazón, a todas las personas que han aportado algo de sus vidas, trabajo, tiempo, conocimientos y/o amistad a esta Tesis Doctoral. En todos los casos se ha tratado de una contribución importante, y con el conjunto de todas se han cubierto los diversos aspectos que han hecho posible que este largo trabajo se haya convertido en realidad.

Quisiera agradecer a mis Padres, y por ende a mis hermanos Jordi, Jerónimo, Blanca y Luis, que me hayan permitido realizar este trabajo contribuyendo con su esfuerzo, ánimo y aportaciones económicas cuando han sido necesarias.

Quiero agradecer de manera especial a Inma todo su apoyo a lo largo de tantos días de trabajo y en todo tipo de condiciones, tanto personales como meteorológicas. Tantas horas vividas con dedicación a este trabajo, que al fin y con su apoyo incondicional lo han hecho realidad.

Un recuerdo y agradecimiento muy especial quisiera dedicar al Profesor Dr. D. Fernando De Miguel Martínez que contribuyó de manera decisiva a que empezara este proyecto que poco a poco ha llegado a su final, aportando las primeras ideas que orientaron esta investigación. Siendo mi director hasta que debido a una grave enfermedad nos dejó... , hasta que nos volvamos a encontrar. De igual manera quiero expresar mi gratitud a su esposa Conchi y a sus hijas, por su buena amistad y los muchos ánimos que me han ofrecido.

No puede faltar el agradecimiento al Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, I.A.G.P.D.S., con sede en el Observatorio de Cartuja de Granada. Institución que se personaliza en las personas que lo componen, tanto el personal laboral como el personal investigador, por permitir que pudiera realizar esta investigación en su sede y facilitando algunos de los medios necesarios para su realización (datos, espacio para trabajar que en este caso goza de unas magníficas vistas tanto a Sierra Nevada como a la Vega de Granada, algunos materiales...).

Otro agradecimiento que no debe faltar es el que debe hacerse a algunas personas como José Benito Martín Martínez que aportó todos los datos que le requería con prontitud y eficacia, además de saberlos tratar perfectamente para que no tuvieran errores indeseables y fueran un fiel reflejo del fenómeno natural. En esta misma línea deseo agradecer a Antonio Benítez Gallegos y a Mercedes Feriche Fernández-Castanys los datos que me han facilitado en diversas ocasiones. Este agradecimiento debe hacerse extensivo al resto del personal del I.A.G.P.D.S. sin cuyo trabajo diario no se hubiera podido contar con los registros sísmicos que han sido la base de esta investigación. Especialmente a Antonio Martos Moreno que siempre ha estado presto a ayudarme a solucionar los inevitables problemas que acaban surgiendo con los sistemas informáticos. Tampoco quisiera olvidar a Encarni por contribuir de manera decisiva a crear un estupendo ambiente en el lugar de trabajo manteniéndolo perfectamente limpio y acondicionado.

No quiero dejar pasar la oportunidad para agradecer al Dr. D. Ángel Gerardo Alguacil de la Blanca, Director del I.A.G.P.D.S., todos los momentos que me dedicó tanto para hacer acertados comentarios y sugerencias que han enriquecido este trabajo, como las correcciones de algunas partes del mismo. Y por su orientación sobre los aspectos burocráticos, que no son pocos, y que se han tenido que cumplir.

También al Dr. D. Mario Chica Olmo, que desde el principio hasta el final de este trabajo estuvo siempre dispuesto a ofrecer los consejos y orientaciones oportunas, sin las cuales difícilmente se hubiera llegado a buen término.

De igual forma, agradecer a los Drs. D. José Morales Soto, D. José Peña Ruano y D. Jesús Ibáñez Godoy sus comentarios y orientaciones en diversos aspectos tratados en este trabajo.

También quiero mostrar mi gratitud a Paqui, Francis, María José y Alfonso, que aparte de orientarme y animarme a lo largo de estos años han hecho posible que siempre me sienta entre muy buenos amigos.

Un recuerdo especial a todos los amigos y amigas que a lo largo de estos años he encontrado en el Observatorio (por orden alfabético para no crear suspicacias): Antonio Peregrín, Asma Chedadi, Beatriz Benjumea, Enrique Carmona, Javi, Javier Almendros, Mauricio Bretón, Miguel Abril, Mimoun Chourak, Taoufik Mourabit ...

Por último, aunque no menos importante, quisiera agradecer tanto al Tutor, Dr. D. Francisco Vidal Sánchez, como al Director de esta Tesis, Dr. D. Antonio Posadas Chinchilla su dedicación a esta Tesis Doctoral, en forma de comentarios, sugerencias, correcciones y en definitiva buen trabajo.

Esta Memoria de Tesis Doctoral ha sido posible parcialmente gracias al proyecto AMB97-1113-C02-02.

Índice	Pág.
Capítulo I: Introducción y objetivos	
I.1. Introducción	1
I.2. Objetivos del presente estudio	2
I.3. Metodología utilizada	3
I.4. Composición de la memoria	3
Capítulo II: Geoestadística y Sismología	
II.1. Los terremotos como variables estocásticas	5
II.2. Las series sísmicas como fuente de información	6
II.3. La Geoestadística	7
II.4. La aplicación de técnicas geoestadísticas a la sismología	8
II.5. Conceptos fundamentales de la Geoestadística	9
II.5.1. Concepto de variable regionalizada	9
II.5.2. Características de la variable regionalizada	10
II.5.3. Interpretación topo-probabilística de la variable regionalizada	11
II.5.4. Hipótesis restrictivas	12
II.5.5. El variograma	15
Capítulo III: Métodos de Simulación Temporal y Energética de Series Sísmicas	
III.1. El método de la Simulación Condicional Geoestadística para la simulación energética de una serie sísmica	35
III.1.1. Origen y desarrollo	35
III.1.2. Breve descripción del método	36
III.1.3. Tratamiento estadístico básico y Análisis Variográfico experimental	37
a) Medidas de centralización	37
b) Medidas de dispersión	38
c) Momentos de una distribución	38
d) Medidas de asimetría	38
e) Medidas de curtosis o apuntamiento	39
III.1.4. Anamorfosis Gaussiana y Análisis Variográfico sobre los datos gaussianos	39
III.1.5. Simulación No Condicional	43
III.1.6. Condicionamiento de la simulación a los valores experimentales	43
III.1.7. Restitución del histograma experimental por Anamorfosis Gaussiana directa	45
III.1.8. Validación numérica del modelo simulado	45

III.2. El método de los paquetes de energía para la simulación de la disipación energética de una serie sísmica	46
III.2.1. Estudio de la evolución espacial, temporal y energética de la actividad sísmica	46
III.2.2. Ajuste de la actividad sísmica a un modelo matemático	48
III.2.3. Los paquetes de energía	49
III.2.4. Cálculo de la energía sísmica liberada	52
III.3. El método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable	55
III.3.1. Introducción	55
III.3.2. El método de Varnes y Bufe	55
III.4. Comprobación de la validez de los métodos	58
III.4.1. El método de la Simulación Condicional Geoestadística	64
III.4.2. El método de los paquetes de energía	64
III.4.3. El método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del próximo terremoto más probable	67
III.4.4. Comentarios	70

Capítulo IV: Aplicación de los métodos

IV.1. Introducción	71
IV.2. La serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de Enero de 1998)	72
IV.2.1. Descripción de la serie sísmica	72
IV.2.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable	76
IV.2.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable	87
IV.2.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable	90
IV.2.5. Recopilación y comparación entre los resultados obtenidos y los valores reales	93
IV.3. La serie sísmica de Loja (Granada)-Iznajar (Córdoba), 11 de Abril de 1998-21 de Abril de 1998	95
IV.3.1. Descripción de la serie sísmica	95
IV.3.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable	98
IV.3.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable	100
IV.3.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable	102
IV.3.5. Recopilación y comparación entre los resultados obtenidos y los valores reales	105

IV.4. La serie de Berja (Almería), Diciembre de 1993 - Marzo de 1994	106
IV.4.1. Descripción de la serie sísmica	106
IV.4.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable	110
IV.4.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable	127
IV.4.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable	131
IV.5. La serie sísmica de Landers, California, 1992	134
IV.5.1. Descripción de la serie sísmica	134
IV.5.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable	140
IV.5.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable	151
IV.5.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable	158
IV.6. La serie sísmica que precedió a un terremoto de $m_b = 4.8$ ocurrido el 14 de Febrero de 1980 y cercano a las Islas Vírgenes	162
IV.6.1. Descripción de la serie sísmica	162
IV.6.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable	166
IV.6.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable	173
IV.6.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable	178
IV.7. Estudio de un caso límite en tiempo real: La serie sísmica de Granada, Junio de 1998	181

Capítulo V: Conclusiones

V.1. Introducción	190
V.2. Conclusiones metodológicas	190
V.3. Conclusiones derivadas del análisis de los datos y aplicables a cualquier serie sísmica	193
V.4. Conclusiones derivadas del análisis de los datos y propias de las series sísmicas analizadas	194

Anexo I: Varianzas de dispersión y extensión. Cambio de soporte

Anexo I.1. Varianza de dispersión <i>versus</i> tamaño de soporte	197
---	-----

Anexo I.2. Varianza de extensión	198
Anexo I.3. Relación entre las varianzas de dispersión y extensión	199
Anexo I.4. Cambio de soporte. Regularización	199
Anexo II: Kriguaje: Un conjunto de métodos de estimación geoestadística	
Anexo II.1. Planteamiento del problema del kriguaje	201
Anexo II.2. Ecuaciones de kriguaje en el modo estacionario: Caso de una función aleatoria estacionaria de esperanza nula o conocida	202
Anexo II.3. Ecuaciones de kriguaje en el modo estacionario: Caso de una función aleatoria estacionaria de esperanza desconocida	204
Anexo II.4. Ecuaciones de kriguaje en el modo estacionario: Caso de una función aleatoria intrínseca	205
Anexo II.5. Escritura matricial del kriguaje	206
Anexo II.6. Principales propiedades del kriguaje	207
Anexo II.7. Relación de alisado o suavizado	207
Referencias	209
Otros artículos y libros de interés	228
Libros de consulta general	230
Índice alfabético	231

Capítulo I

Introducción y objetivos

I.1. Introducción

La Tierra es un planeta que alberga variadas formas de vida, y a su vez el propio planeta puede considerarse como un gran ser vivo. El medio ambiente terrestre en el que habitamos está continuamente en acción.

La dinámica terrestre provoca que ocurran multitud de fenómenos geofísicos que nos afectan en nuestra vida diaria. Muchos de ellos son bien conocidos por todos, tal es el caso de los fenómenos meteorológicos, que en ocasiones provocan importantes daños. Otros son conocidos por su espectacularidad y a la vez por su peligrosidad, como son las erupciones volcánicas y todos los fenómenos asociados a ellas. También nos enfrentamos a veces con el temblor del suelo que pisamos, como consecuencia de los terremotos, que en muchas ocasiones son causa de graves daños de vidas humanas y materiales.

Quizás sean los terremotos los fenómenos ante los cuales las personas se suelen encontrar más incómodas y temerosas. Esto puede ser debido a la sensación de impotencia que causa contemplar el movimiento de un suelo en el que confiamos ciegamente para sostenernos y que se cree es inmóvil y estable; sin embargo ocurre lo contrario: El suelo es móvil e inestable, a escala geológica y a veces considerando la

escala de tiempo humana. La interacción de fuerzas geológicas internas y externas provoca el cambio paulatino de la corteza terrestre.

Los daños que pueden provocar todos estos fenómenos tienen su importancia si son de índole material, pero recuperables al fin y al cabo con mayor o menor esfuerzo y costo. Son de mucha mayor consideración cuando producen pérdidas de vidas humanas, irreparables, o heridas a personas que aunque puedan ser curadas producen en ocasiones secuelas irre recuperables.

La mayoría de estos fenómenos naturales son catastróficos porque no se han tomado las medidas preventivas adecuadas y porque normalmente aparecen de manera repentina. En el primer caso son las autoridades pertinentes las que tienen que actuar convenientemente. Es en el segundo caso en el que la Geología y otras Ciencias de la Tierra pueden ofrecer resultados favorables.

I.2. Objetivos del presente estudio

Una de las primeras medidas que pueden adoptarse para protegernos de estos fenómenos naturales es tratar de conocer cómo son estos fenómenos a los que nos enfrentamos. Otro de los aspectos fundamentales es el hecho de aproximarnos lo mejor posible al conocimiento del momento en el que pueden ocurrir y cuantificar en qué medida ocasionarán daños.

De entre todos estos fenómenos naturales, los terremotos son objeto de temor para la mayor parte de las personas que han podido vivir su presencia y han tenido que afrontar después sus consecuencias, en muchos casos daños importantes y en ocasiones irreparables.

Este estudio pretende contribuir al conocimiento de estos fenómenos naturales, y en la medida de lo posible poder establecer modelos cuantitativos que permitan prever el momento de su ocurrencia real y su energía. En definitiva, caracterizar numéricamente a este tipo de fenómenos calculando previamente al momento de su ocurrencia real qué tipo de terremotos nos podemos encontrar. De esta manera, los servicios competentes podrán tener a su alcance una información que les permitirá adoptar las medidas preventivas necesarias para minimizar los riesgos y, como consecuencia, los posibles daños especialmente los que puedan afectar directamente a las personas.

El terremoto es un fenómeno geológico de difícil de estudiar porque se produce en el interior de la corteza terrestre, al que no podemos acceder directamente. Esta es la razón del uso de métodos geofísicos para la obtención de datos sobre la sismicidad. A su vez estos datos han de ser correctamente asignados al lugar y al terremoto correcto e interpretados conforme a la realidad geológica del lugar. Para que esto sea posible hay que usar métodos matemáticos que permitan aprovechar al máximo la información obtenida, que normalmente es muy costosa, y que se adecúen a la realidad.

Así, el objetivo final de esta Memoria de Tesis Doctoral se sintetiza en la obtención de una simulación matemática de una serie sísmica, partiendo del conocimiento de algunos de los terremotos ya acontecidos que componen la serie, que permita entender qué estructura existe entre ellos. De este modo se pretende interpretar qué puede ocurrir de manera más probable posteriormente a los terremotos

que ya han tenido lugar y en algunos casos, si se dispone de los datos en tiempo real, antes de que ocurran realmente los próximos terremotos.

I.3. Metodología utilizada

Para ello se utilizan tres técnicas de carácter estocástico. En primer lugar, una importante y poderosa herramienta matemática proporcionada por la Geoestadística: la Simulación Condicional, que facilita el cálculo de probabilidades de ocurrencia de terremotos de una magnitud determinada dentro de la serie sísmica (Torcal *et al.*, 1996). En segundo lugar, el análisis estocástico de la disipación de energía de una serie sísmica mediante paquetes de energía, que permite conocer en qué manera puede seguir evolucionando la serie sísmica a partir de un determinado momento. Y en tercer lugar, el cálculo de la temporización de los posibles próximos terremotos a partir del análisis de la evolución del momento sísmico de la serie (Varnes y Bufe, 1996). Estos métodos se detallarán dentro de los capítulos siguientes.

Con los resultados obtenidos a partir de las técnicas anteriores se pueden delimitar, tanto energética como temporalmente, los próximos terremotos que con mayor probabilidad puedan ocurrir dentro de una serie sísmica que esté teniendo lugar, a partir de un momento dado y sin olvidar que es necesario comenzar por el análisis de los datos que hayan acontecido hasta un momento determinado.

I.4. Composición de la memoria

En el presente capítulo se introducen las ideas que han animado la realización de esta Memoria de Tesis Doctoral, los objetivos planteados y se relacionan los métodos utilizados.

En el capítulo II se propone la utilización de las técnicas geoestadísticas en la Sismología. Se introducen algunos de los conceptos fundamentales de la Geoestadística, tratando de ofrecer una visión concisa sobre los conceptos que se manejan comúnmente dentro de esta ciencia y aportando los conocimientos teóricos necesarios para que se entiendan las técnicas que se aplicarán a las series sísmicas. Se incide especialmente sobre las variables regionalizadas, introduciendo su concepto, características y su interpretación topo-probabilística. También se trata en profundidad la función variograma, base de los estudios geoestadísticos, expresando tanto su concepto, como las propiedades más destacadas y las indicaciones fundamentales para poder extraer la información estructural que sobre el fenómeno que se estudie nos ofrece esta función.

En el capítulo III se muestran detalladamente los métodos utilizados para simular la energía (en forma de magnitud) y el tiempo y del posible próximo terremoto dentro de una serie sísmica. En primer lugar, el método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular las probabilidades de ocurrencia de un terremoto de magnitud determinada dentro de una serie sísmica. Se ofrece una visión del origen de esta metodología y su desarrollo a lo largo de las décadas más recientes. En segundo lugar, el método de los paquetes de energía que permite calcular la magnitud del posible próximo terremoto mientras se desarrolla una serie sísmica. Y en tercer lugar, el cálculo de la temporización del posible próximo terremoto mediante el método de Varnes y Bufe.

El capítulo IV muestra los resultados de la aplicación de estos métodos a diversas series sísmicas y en diversas condiciones. Se comparan los resultados simulados con los datos reales.

En el capítulo V se detallan las conclusiones obtenidas, resaltando aquellos resultados que por su originalidad o novedad constituyen la contribución más interesante y relevante del presente trabajo.

Se incluyen además dos anexos para explicar de manera concisa el método de estimación geoestadística llamado *krigeaje*, que forma parte de la Simulación Condicional Geoestadística. En el Anexo I se aportan algunos conceptos fundamentales sobre las variables regionalizadas que hay que considerar al plantear el problema del *krigeaje*. El Anexo II explica propiamente la técnica matemática del *krigeaje*.

La bibliografía que se acompaña se divide en tres epígrafes. En primer lugar, las referencias que se citan a lo largo de todo el texto, ordenadas alfabéticamente. Los nombres de las revistas se expresan tal como aparecen referenciados en las propias revistas originales. Así, hay algunas en las que el nombre es completo y otras en las que el nombre aparece en abreviaturas. El resto de información que compone la referencia también se mantiene tal como aparece en la revista original. Por ello, en algunas aparece en negrita el número del volumen de la revista y en otras no, por ejemplo. Se ha tratado de respetar los modelos de referencia propios de cada revista, de modo que si se necesita acudir a la publicación original resulte más fácil confrontar los datos. En segundo lugar se incluyen una serie de referencias de artículos y libros que han sido consultados durante este trabajo, pero que no son citados expresamente en el texto. Sin embargo, se incluyen porque casi todas han influido de alguna manera, especialmente en la forma de enfocar u orientar la visión de algunos de los problemas que se fueron planteando. En otros casos resultó interesante su lectura para comprender los temas e ideas que tratan, que de alguna manera se acercan, en mayor o menor medida, a los temas aquí estudiados. Por último, aparecen los libros que se han usado a modo de consulta general. Se han usado fundamentalmente en el planteamiento y ejecución de los cálculos, y han sido todos de especial utilidad.

Por último, se acompaña un índice temático en el que se indican las páginas en las que se tratan los conceptos más relevantes.

Capítulo II

Geoestadística y Sismología

II.1. Los terremotos como variables estocásticas

De entre la multitud de fenómenos naturales que nos pueden afectar, los terremotos siempre se han visto con un cierto halo de misterio. Un *terremoto* es un movimiento o vibración repentina del suelo, causada por la relajación brusca y súbita de energía acumulada por la deformación de la Litosfera, y que se propaga en forma de ondas sísmicas (Vidal, 1994). Debido a su propia naturaleza, al ser fenómenos que ocurren en la corteza terrestre normalmente a varios kilómetros de profundidad, se hace dificultoso su estudio y comprensión. A lo largo del tiempo se ha tratado de profundizar en su conocimiento, pero siempre nos encontramos con la necesidad de utilizar técnicas que permitan acercarnos al fenómeno de forma indirecta.

Los métodos que permiten afrontar el estudio de series sísmicas tanto en sus datos espaciales, temporales como energéticos se pueden clasificar en dos grandes tipos, los métodos deterministas y los métodos probabilísticos. En el estudio de los terremotos, la ausencia de información sobre las causas concretas que originan la secuencia de eventos sísmicos (Kagan, 1992), la complejidad de las relaciones causa-efecto que originan la serie sísmica (De Miguel, 1976; Posadas *et al.*, 1993a, b), el hecho de que los terremotos son considerados como fenómenos de carácter no lineal (Kagan, 1997; Feng *et al.*, 1997), caóticos, que presentan autosemejanza y no presentan variabilidad

de escala (Kagan, 1997), la falta de una teoría completa sobre la ocurrencia de los terremotos, la complejidad y la dificultad de interpretar el carácter de los datos de los mismos, la multitud de variables que intervienen en el proceso de un terremoto (lo que implica que se trate con un proceso multidimensional) y otros factores diversos (Kagan y Jackson, 1996), sugieren la utilización de métodos probabilísticos fundamentados en la Teoría de Probabilidades; es decir, se consideran a estos fenómenos naturales como procesos aleatorios.

Así, puede considerarse a los terremotos como variables matemáticas de carácter estocástico a las que se les pueden aplicar los cálculos probabilísticos adecuados para obtener la información que puedan aportar. Los terremotos se interpretan como puntos pertenecientes a un medio continuo espacio-tiempo-energía de dimensión 5 ($\varphi_i, \lambda_i, h_i, t_i, M_i$), siendo φ_i la latitud, λ_i la longitud, h_i la profundidad, t_i el tiempo y M_i la magnitud (Udías y Rice, 1975).

También se considera que los terremotos son fenómenos que presentan autosemejanza y consecuentemente tienen cierta estructura fractal, p. ej. De Rubeis *et al.*, 1993 y Eneva (1996).

Por otro lado, la utilización de las aproximaciones estadísticas a la evaluación del peligro natural, combinadas con los programas adecuados de reducción del riesgo, ofrecen la mejor relación coste-efectividad para minimizar las pérdidas relacionadas con los terremotos (Evans, 1997).

II.2. Las series sísmicas como fuente de información

Uno de los aspectos más característicos de la actividad sísmica es que se suele presentar en forma de series sísmicas. Una *serie sísmica* es un conjunto de terremotos que se desarrollan a lo largo de un período de tiempo en un lugar determinado. Un tipo especial dentro de las series sísmicas son los enjambres sísmicos, esto es, series sísmicas compuestas por terremotos grandes y pequeños entre los que no hay ningún terremoto principal que destaque sobre los demás (Richter, 1958).

La ocurrencia de series sísmicas suele ser propia de la sismicidad de algunas regiones. En un primer momento, Gutenberg y Richter (1954) definieron la *sismicidad* como una actividad de fracturación fluctuante asociada a los terremotos. Por *sismicidad de una región* se entiende el estudio de la naturaleza y la historia de la deformación de la corteza terrestre, y por ende de la Litosfera, a través de la ocurrencia, la distribución espacial y la relajación energética de los terremotos (Posadas, 1991).

Los terremotos de una serie sísmica reflejan una actividad clara en una zona y a lo largo de un período de tiempo delimitado. Siempre y cuando esta actividad se vaya desarrollando sin cambios importantes, mientras no tengan lugar cambios bruscos durante el funcionamiento de las fallas y la fracturación que producen los terremotos, o mientras no comiencen a funcionar otros sistemas de fallamiento y fracturación diferentes a los que han actuado hasta un momento dado, es posible conocer la estructura que existe entre estos terremotos. En caso contrario cambiaría esa estructura, definida tal como se detallará posteriormente por la función variograma y los paquetes de energía. Los datos de ocurrencia de terremotos y la disipación energética que ha tenido lugar hasta un momento determinado, pueden proporcionar

información de la estructura y relación existente entre estos terremotos. El análisis apropiado de esta información es precisamente el que puede facilitar el conocimiento de lo que de manera más probable acontecerá posteriormente.

Por las razones apuntadas anteriormente, es posible estimar la energía del terremoto que pueda ocurrir de forma más probable en un momento determinado, insistiendo en que es imprescindible el conocimiento previo de la relación y estructura existente entre los datos disponibles hasta ese momento. Es decir, no podemos adivinar lo que pueda pasar en un momento dado si no se dispone de alguna información previa que nos proporcione la propia naturaleza del fenómeno. Como se expresa en el efecto "*ceteris paribus*", no es posible conocer el futuro con total certeza conociendo sólo el pasado.

II.3. La Geoestadística

La Geoestadística es una ciencia que surge a finales de la década de los 60 a raíz de las necesidades que surgen para solucionar de forma eficaz los problemas de cálculo en las explotaciones mineras. En las investigaciones geológicas la información obtenida suele ser escasa y resulta cara debido al tiempo, esfuerzo y medios que se requieren para su obtención. A veces esta información no es lo completa que sería de desear y puede no ser totalmente representativa del fenómeno que se estuviera estudiando. De este modo, hacen falta herramientas matemáticas que permitan tratar correctamente, e incluso completar, los datos que tanto costaron obtener. Fue Donald Krige quien desarrolló los primeros trabajos para encontrar los mejores estimadores, sin sesgo y que dieran errores mínimos. Posteriormente, George Matheron presentó en 1965 en su tesis doctoral la Teoría de las Variables Regionalizadas y su aplicación. Este fue el origen formal de todos los métodos geoestadísticos, tanto de estimación como de simulación, que se han ido desarrollando hasta el presente. A partir de este momento y hasta finales de la década de los 70 continuó el desarrollo de la bases teóricas de estos métodos. En 1973 se celebró el 1^{er} Congreso Internacional sobre Geoestadística en Roma y prácticamente la totalidad de las aplicaciones que se presentaron versaban sobre temas mineros. Durante toda esta década se desarrollan las investigaciones sobre estos temas casi exclusivamente en el Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique, en Fontainebleau, dependiente de la Ecole Nationale Supérieure des Mines de París. En 1978, Journel y Huijbregts publican *Mining Geostatistics*, libro que recoge todas las bases teóricas de la mayor parte de la Geoestadística que sigue totalmente en vigor y del cual se hizo una reedición en 1993. Una vez bien establecidas las bases teóricas, durante la década de los años 80 se comprueba que estos métodos constituyen una buena herramienta matemática que se puede aplicar a muy diversos campos. Se encuentran múltiples aplicaciones en campos tan diversos como en hidrogeología, geología del petróleo, geofísica, pesca, economía, etc. Durante el 2^o Congreso Mundial sobre Geoestadística celebrado en Lake Tahoe (U.S.A.) el año 1982 se presentaron muchas aplicaciones no mineras. Durante esta década también cabe destacar la creación de grupos de investigación localizados fuera de los centros franceses que vieron nacer estas especialidades, motivado en primer lugar por la emigración de Journel a U.S.A., que favoreció que las universidades y centros de investigación americanos aceptaran estas técnicas y facilitó su expansión al resto de la comunidad científica. Durante los años 90 se afianzan estos métodos y ya no se cuestiona la validez de los aspectos teóricos como en las décadas anteriores. Aparecen nuevos métodos y adaptaciones de métodos clásicos,

aparejados con el desarrollo de la informática que facilitará en gran medida la difusión de estos métodos de cálculo.

El objetivo de la Geoestadística se centra en resolver lo mejor posible y de manera práctica aquellos problemas relacionados con la estimación o simulación de fenómenos y recursos naturales.

Uno de los aciertos de la Geoestadística es que trabaja con variables espaciales que caracterizan los parámetros que convenga estudiar, ya sea de forma cualitativa o cuantitativa. El manejo de variables espaciales introduce un término ampliamente empleado en esta ciencia, la regionalización de las variables, que es indicativa de la distribución espacial del fenómeno. Por eso, otra característica fundamental es que interpreta en términos de probabilidad la distribución espacial de los fenómenos, es decir, lleva a cabo una interpretación topo-probabilística de las variables regionalizadas.

II.4. La aplicación de técnicas geoestadísticas a la Sismología

Los terremotos de una serie sísmica, como se vio anteriormente, tienen una génesis espacial y temporal semejante. Este hecho hace que las series sísmicas sean conjuntos de datos que están correlacionados entre sí por su propia naturaleza. Por esta razón, el estudio de las características espaciales, temporales o energéticas de una muestra de los mismos puede inducir a conclusiones generales sobre el conjunto total. Un conjunto de terremotos observados puede ser considerado como un estimador de las propiedades de la totalidad de la población de los eventos pasados y futuros dentro de una región definida (Udías y Rice, 1975). La estimación de las propiedades de escala de varios sistemas geofísicos puede ser afectada de forma significativa por el uso de conjuntos de datos limitados, tanto en la cantidad de datos disponibles, como en el tamaño de los volúmenes de estudio y los errores de medida (Eneva, 1996). Así, Eneva (1996) concluye que el sesgo de las estimaciones de las dimensiones correlacionadas a partir de un conjunto de datos limitados puede ser realmente evaluado, haciendo innecesario trabajar con grandes conjuntos de datos y, también, conjuntos de datos pequeños pueden ser efectivamente empleados para observar variaciones temporales en las propiedades de escala que pueden estar asociadas con la ocurrencia de eventos mayores.

Desde un punto de vista geoestadístico, las series sísmicas constituyen, por tanto, un conjunto de datos apropiado para el estudio de métodos que determinen parámetros o propiedades que sean de interés (Torcal *et al.*, 1996).

Las técnicas geoestadísticas destacan por su aplicabilidad y por la bondad de los resultados obtenidos en la resolución de problemas reales. Dentro de este tipo de métodos, no se considera adecuado escoger un modelo geoestadístico de estimación, mediante krigeaje (Matheron, 1965, 1970, 1973) que proporciona en cada punto un estimador insesgado y de varianza mínima así como la varianza del error de estimación, porque al minimizar la varianza de estimación este método no produce un fiel reflejo de la variabilidad experimental. Es decir, los valores estimados, que son los valores más probables, tienen una variabilidad menor que la que existe entre los datos experimentales y por tanto, la estimación efectúa un alisado de la realidad. Por el contrario, se considera más acertado elegir un método probabilístico que considera a los fenómenos naturales como procesos aleatorios. Por esta razón, se recurre a la

Simulación Condicional Geoestadística, cuyo objetivo final es la modelización cuantitativa o numérica de una variable regionalizada, en este caso, la magnitud sísmica.

Otra aplicación posible es la utilización de la Simulación Condicional Geoestadística para completar series de datos sísmicos que estén incompletas. De hecho este uso ya se ha producido en otros campos de los estudios geológicos, considerando variables geológicas tales como la evolución de niveles piezométricos (Pardo-Igúzquiza y Chica-Olmo, 1989), el estudio de anomalías geoquímicas (Chica Olmo *et al.*, 1989), o el grado de riqueza en mineralizaciones (Journel, 1974a).

Sin embargo, una diferencia fundamental entre las aplicaciones que se han visto hasta el momento y las que se detallarán en páginas posteriores estriba en el uso que se hace de la propia Simulación Condicional Geoestadística. Hasta el presente, esta técnica se ha utilizado fundamentalmente para simular series de datos y completar algunos datos intermedios que no se pudieron medir, conociendo datos anteriores y posteriores al mismo. Esto es posible hacerlo también con los datos de ocurrencia de los terremotos, pero este estudio pretende dar un paso más. En el caso de la ocurrencia de una serie sísmica puede ser más importante en un momento determinado poder conocer qué energía puede liberar un terremoto. Se trata de utilizar la Simulación Condicional Geoestadística para simular qué magnitud tendrá o qué energía desencadenará en forma de probabilidad de ocurrencia un terremoto, conociendo los ocurridos hasta un momento determinado pero no los posteriores. Este es el caso de aplicación de esta técnica con las condiciones más desfavorables.

Con este estudio no se agotan evidentemente todas las posibilidades que ofrece la Geoestadística para aplicar a los datos sísmicos. Se pueden apuntar otras aplicaciones como el uso del krigeaje (Matheron 1965, 1970, 1973), en sus diversas formas, como estimador exacto de puntos interpolados para dibujar mapas, tanto la propia topografía como el trazado de isosistas o algún otro tipo de isolíneas, trazado de mapas representando aceleraciones en estudios de riesgo sísmico (Carr y Glass, 1989; Brazier y Boomer, 1996), delimitación de áreas de peligrosidad sísmica elevada (Brazier y Boomer, 1996), estimación y simulación de parámetros sísmicos (Carr, 1983).

II.5. Conceptos fundamentales de la Geoestadística

II.5.1. Concepto de variable regionalizada

Las variables con las que se suele tratar dentro de las Ciencias de la Tierra se caracterizan además de tener un valor por su posición espacial y/o temporal. De este modo, estas variables sin su correcto posicionamiento espacial y/o temporal, pierden buena parte de su sentido y significado. Este es el aspecto que diferencia el tratamiento de datos que se realiza sólo con las técnicas estadísticas tradicionales, en las que no cuenta el posicionamiento de los datos, del que se lleva a cabo con las técnicas geoestadísticas, que se basan precisamente en la consideración del posicionamiento espacial y/o temporal de las variables.

La Geoestadística basa sus conceptos en la Teoría de las Variables Regionalizadas de Matheron (1965). En este sentido, *variable regionalizada* es una variable que cualifica un fenómeno que se distribuye a lo largo del espacio y/o en el tiempo y que

presenta una cierta estructura de correlación (Chica-Olmo, 1987). Hasta el momento se han utilizado las variables regionalizadas en diversas disciplinas geológicas que representan fenómenos tanto de un modo cualitativo como cuantitativo. Así, por ejemplo, se pueden señalar la ley de un mineral (una de las primeras variables con las que trató la Geoestadística), la potencia de los estratos o capas de mineralizaciones, la pluviometría de una región, la permeabilidad de un terreno, la resistividad de un suelo, etc.

A través de las variables regionalizadas se pretende extraer de la información experimental, que representa una parte de la realidad desconocida, los rasgos y características principales del fenómeno, de tal manera que se puedan utilizar en la resolución de problemas de estimación o simulación de esas variables (Chica-Olmo, 1987).

La información procedente de los datos experimentales suele ser escasa y normalmente costosa de obtener. Por esta razón, es importante poder aprovechar al máximo todo lo que pueda aportar sobre el conocimiento de la realidad.

La Geoestadística se fundamenta en que la variabilidad espacial y/o temporal de una variable geológica, la variable regionalizada, está estructurada y dicha pauta de variación espacio-temporal es susceptible de ser inferida y modelizada. Por ello, puede considerarse una variable regionalizada, en este caso la magnitud según la escala de Richter de los terremotos (Torcal, *et al.*, 1996), como un proceso aleatorio que sigue un patrón de variabilidad espacial y/o temporal cuantificable a través de la función variograma. Esta función cuantifica probabilísticamente la dispersión espacial de la variable regionalizada (Chica-Olmo, 1987).

La finalidad de la Geoestadística está en la resolución práctica de los problemas de estimación y simulación de fenómenos naturales a través de los métodos probabilísticos más adecuados a cada caso (Chica-Olmo, 1987). Esta ciencia permite hacer una interpretación de carácter topo-probabilístico de las características que se puedan observar en un fenómeno natural.

II.5.2. Características de la variable regionalizada

Desde el punto de vista geoestadístico una *variable regionalizada* es una función $Z(x)$ que da el valor correspondiente a una característica Z del fenómeno en el punto x perteneciente a un espacio R^n (Journel y Huijbregts, 1978).

Una variable regionalizada presenta una distribución espacial y/o temporal dentro del dominio de estudio, en la que se pueden distinguir dos aspectos fundamentales:

- Su *carácter aleatorio*, que induce a la noción de variable aleatoria aunque sin suponer la independencia entre ellas,

- y su *carácter estructural*, que es inherente a cada fenómeno, evidenciado por la continuidad de la regionalización (Chica-Olmo, 1987).

El carácter aleatorio se muestra en los valores aparentemente aleatorios de las variables y el carácter estructural se pone de manifiesto a través de las funciones variograma y/o covarianza, como se verá más adelante.

La característica fundamental de una variable regionalizada es la dependencia de su valor respecto al punto de observación. La posición espacio-temporal del punto observado además de su valor son las componentes fundamentales de una variable regionalizada.

También hay otras características cualitativas importantes en una variable regionalizada, como el soporte, la continuidad y la anisotropía.

El soporte de una variable regionalizada

Una variable regionalizada está definida en un dominio o región del espacio y/o del tiempo denominado *campo geométrico*. El volumen físico sobre el cual se observan los valores de la variable recibe el nombre de *soporte*.

Un incremento en el tamaño del soporte trae como consecuencia una disminución en la variabilidad.

La continuidad de una variable regionalizada

Una variable regionalizada presenta un carácter general de continuidad en el espacio, a pesar de las fluctuaciones locales que puede experimentar. Una variable regionalizada es continua si se cumple que:

$$\lim_{x \rightarrow x_0} E\{Z(x) - Z(x_0)\} = 0 \quad [1]$$

En algunos casos la continuidad no se verifica en media cuadrática y el límite tiende a un valor C_0 , diferente de cero, denominado "*efecto de pepita*" (llamado así porque se describió por primera vez en el estudio de unos placeres de pepitas de oro):

$$\lim_{x \rightarrow x_0} E\{Z(x) - Z(x_0)\}^2 = C_0 \neq 0 \quad [2]$$

La anisotropía de una variable regionalizada

Una variable regionalizada puede presentar distintos comportamientos de continuidad según distintas direcciones. Este carácter de anisotropía direccional de la variable tiene siempre un significado geológico, que puede ser interpretado desde la óptica geoestadística (Chica-Olmo, 1987).

II.5.3. Interpretación topo-probabilística de la variable regionalizada

Una *variable regionalizada* es una realización particular $z(x)$ de una función aleatoria $Z(x)$.

Tal como indican Journel y Huijbregts (1978) una función aleatoria de soporte cualquiera definida en un dominio G es un conjunto de variables aleatorias,

$$\{Z(x_\alpha), \forall x \in G, \alpha = 1 \dots n\} \quad [3]$$

La variable aleatoria $Z(x_\alpha)$ es una variable que puede tomar cierto número de valores $z(x_\alpha)$ que siguen una ley de probabilidad f ,

$$f\{Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_n)\} \quad [4]$$

Cada uno de los valores $z(x_\alpha)$ es considerado como una realización particular de la variable aleatoria $Z(x_\alpha)$, pero el conjunto de valores

$$\{z(x_\alpha), \alpha = 1 \dots n\} \quad [5]$$

es una realización particular del conjunto de variables aleatorias y, por definición, también es una realización particular de la función aleatoria $Z(x)$.

La misma denominación de función aleatoria contiene las referencias tanto al carácter estructural, "función", como al carácter aleatorio, "aleatoria" de una variable regionalizada. Si consideramos un dominio o conjunto G de variables aleatorias, localmente $Z(x_\alpha)$ es una variable aleatoria. Pero si consideramos dos puntos cualesquiera $x_1, x_2 \in G$, las variables aleatorias $Z(x_1)$ y $Z(x_2)$ no son, en general, independientes ya que presentan una cierta estructura de autocorrelación.

II.5.4. Hipótesis restrictivas

La aplicación de la Teoría de las Funciones Aleatorias para el estudio de las variables regionalizadas requiere que se conozca una parte importante, sino es posible conocerla en su totalidad, de la ley de distribución de la función aleatoria $Z(x)$.

La *inferencia estadística* es el proceso de estimar los parámetros de una función aleatoria. Dependiendo de la cantidad de valores de los que se dispongan de una función aleatoria, la realización de la inferencia estadística se lleva a cabo de maneras ligeramente distintas. Por una parte, si se dispone de una cantidad suficiente de realizaciones de una función aleatoria se pueden estimar los momentos de la función con ayuda de las medias obtenidas sobre el conjunto de las diversas realizaciones. Por otra parte, si solamente se conoce el valor de una única realización, que es el caso que normalmente ocurre con los fenómenos geológicos, se hace necesario introducir una serie de hipótesis restrictivas para poder encontrar una solución a la inferencia estadística.

Las hipótesis restrictivas que deben considerarse son la Hipótesis Estacionaria y la Hipótesis Intrínseca.

Hipótesis Estacionaria

Una función aleatoria $Z(x)$ es estacionaria si su ley de distribución de probabilidad es invariable por traslación,

$$f\{Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_n)\} = f\{Z(x_1 + h), Z(x_2 + h), \dots, Z(x_n + h)\} \quad [6]$$

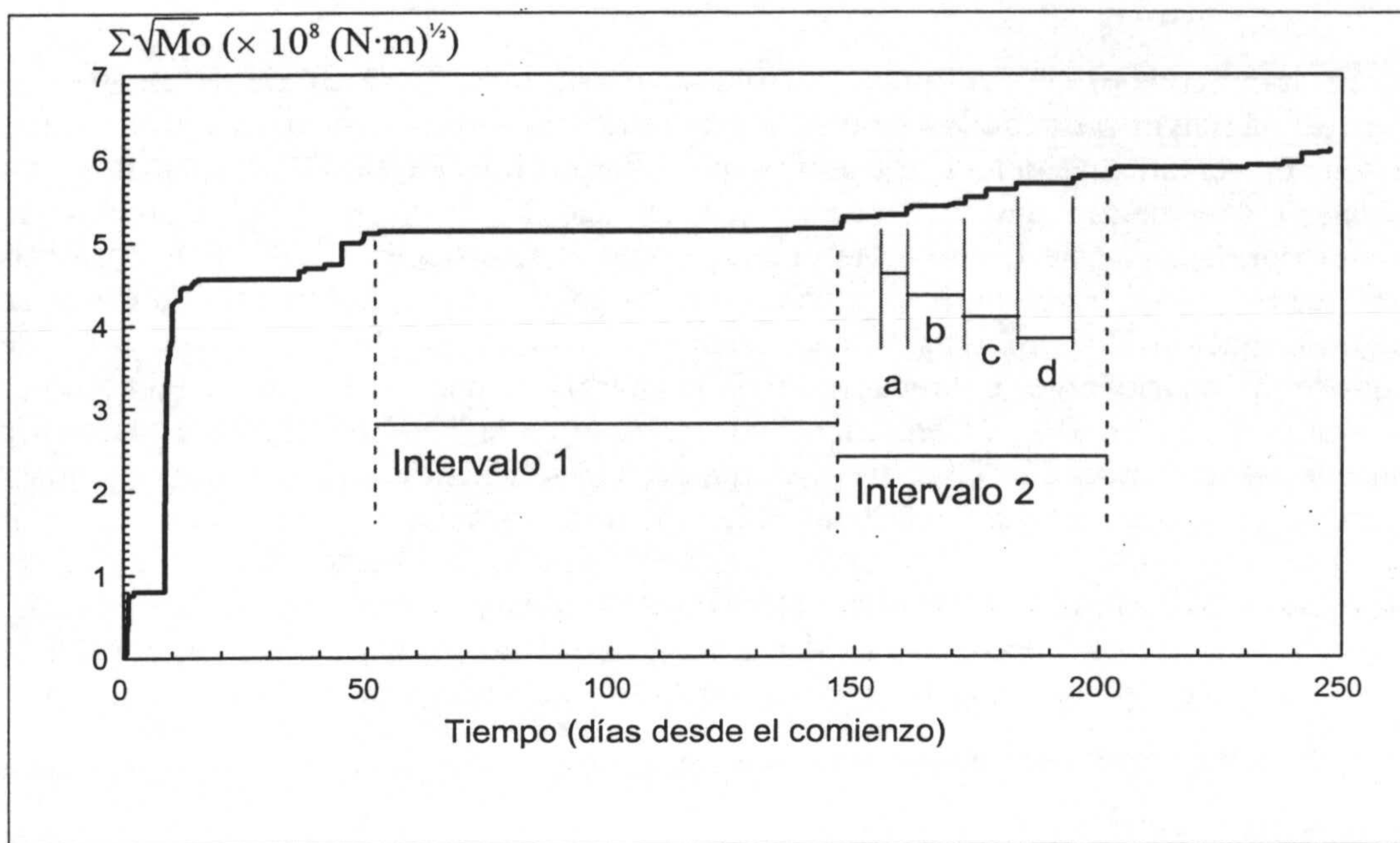


Figura II.1. Ejemplo de fenómeno cuasi-estacionario, en este caso el crecimiento del momento sísmico a lo largo del tiempo para una serie sísmica (serie del Mar de Alborán, 1997). En conjunto este fenómeno no es estacionario ya que crece con el tiempo. Ahora bien, si por ejemplo se restringe la escala de observación al intervalo 1 sí que se puede considerar estacionario. A lo largo del intervalo 2 el fenómeno no es estacionario, sin embargo a menor escala encontramos en su interior intervalos (a, b, d) en los que el fenómeno es estacionario, y otro (c) en el que no lo es. Por lo tanto, dependiendo de la escala escogida el fenómeno se puede considerar estacionario o no estacionario.

siendo h el módulo del vector \vec{h} que define la magnitud de la traslación.

También se puede decir que un fenómeno es estacionario si presenta homogeneidad de naturaleza estadística.

En la práctica, esta hipótesis hace referencia solamente a la estacionaridad de segundo orden de la función aleatoria $Z(x)$, es decir, los dos primeros momentos de su ley de probabilidad existen y son invariables por traslación. De este modo se cumple que:

- La esperanza matemática de la función aleatoria $E\{Z(x)\}$ existe y no depende del punto de apoyo x ,

$$E\{Z(x)\} = m(x) = m = cte. \quad \forall x \in G \quad [7]$$

- Si se consideran dos variables aleatorias $\{Z(x), Z(x+h)\}$, separadas por una distancia h , existe la covarianza $C(h)$ y su valor sólo depende de la magnitud h del vector \vec{h} que las separa,

$$Cov\{Z(x), Z(x+h)\} = E\{Z(x) \cdot Z(x+h)\} - m^2 = C(h) \quad \forall x \in G \quad [8]$$

La función $C(h)$ no depende de los puntos de apoyo x y $x+h$ sino del módulo del vector h que los une.

En la práctica el concepto de estacionariedad está ligado a la escala de trabajo. En general, la mayor parte de los fenómenos naturales no son estacionarios a gran escala, o sea, presentan una deriva regional; sin embargo, pueden ser estacionarios a una escala local menor que la anterior, en la que sí se verifica la hipótesis de estacionariedad. A este hecho se le conoce como cuasi-estacionariedad. Esta hipótesis implica un compromiso entre la escala de homogeneidad del fenómeno y la cantidad de información disponible sobre el mismo (Chica-Olmo, 1987). Un ejemplo de cuasi-estacionariedad es el crecimiento de la energía de una serie sísmica, tal como se ilustra en la figura II.1. El fenómeno considerado en su totalidad no es estacionario porque va creciendo a lo largo del tiempo, pero si se considera el intervalo 1 y aún a escala menor dentro de ese intervalo el fenómeno es estacionario. Por el contrario, al considerar el intervalo 2 se observa claramente que el fenómeno no es estacionario sino creciente. Aunque dentro del intervalo 2 se pueden encontrar, a menor escala, intervalos donde el fenómeno es estacionario (intervalos a, b y d de la figura II.1) y otro (intervalo c de la figura II.1) a lo largo del cual el fenómeno no es estacionario.

Hipótesis Intrínseca

Existen muchos fenómenos geológicos que presentan una deriva a lo largo de su evolución espacial y/o temporal. A estos fenómenos no se les puede asociar directamente una covarianza estacionaria. En estos casos para poder realizar la inferencia estadística, la Geoestadística considera una hipótesis menos restrictiva que la anterior: La hipótesis intrínseca.

La hipótesis intrínseca se basa en la estacionariedad de los incrementos de primer orden de la pareja de variables aleatorias $\{Z(x), Z(x+h)\}$ y no de la variable aleatoria $Z(x)$ considerada *per se*. Es estacionario el momento de primer orden aunque la variable no sea estacionaria. Se permite que los datos tengan una cierta deriva y son estacionarios los incrementos de primer orden, lo cual es muy importante porque muchos fenómenos que nos encontramos en las Ciencias de la Tierra tienen efectivamente una tendencia/deriva (p. ej., si no fuera así la topografía terrestre sería plana (Herzfeld, 1992)).

Una función aleatoria $Z(x)$ es intrínseca para la pareja $\{Z(x), Z(x+h)\}$ si se cumple que:

- Existe la esperanza matemática de los incrementos de primer orden y no depende del punto de apoyo x

$$E\{Z(x+h) - Z(x)\} = 0 \quad [9]$$

- Existe la varianza de los incrementos de primer orden y no depende de los puntos x y $x+h$,

$$\text{Var}\{Z(x+h) - Z(x)\} = 2 \gamma(h) \quad [10]$$

La función $\gamma(h)$ es la función variograma, en la que se basa la aplicación de los métodos geoestadísticos, ya sea en la resolución de problemas tanto de estimación como de simulación de variables espaciales y/o temporales.

La hipótesis estacionaria de segundo orden implica el cumplimiento de la hipótesis intrínseca, pero no ocurre al contrario. En el caso de aceptación de algunas de estas hipótesis, el conocimiento de una única realización puede permitir la estimación de los primeros momentos de la función aleatoria $Z(x)$ (Chica-Olmo, 1987).

II.5.5. El variograma

El *variograma* se define como una función aleatoria intrínseca que representa la mitad de los incrementos cuadráticos medios de la variable para puntos separados por un vector de distancia determinado h :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var} \{Z(x+h) - Z(x)\} \quad [11]$$

Cumpliendo la hipótesis intrínseca y según se indicó anteriormente en la fórmula [9] se tiene que:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E\{Z(x+h) - Z(x)\}^2 \quad [12]$$

deduciendo que $\gamma(h) = 0$ para $h = 0$.

Esta es la definición matemática teórica para la función variograma. Para calcular el valor de la función variograma a partir de una serie de puntos experimentales (véase el ejemplo de la figura II.2), se utiliza el estimador experimental $\gamma^*(h)$ del variograma,

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2 NP(h)} \sum_{i=1}^{NP(h)} \{z(x_i+h) - z(x_i)\}^2 \quad [13]$$

donde se tiene que h es el paso del variograma; $NP(h)$ es la cantidad de parejas de datos separados entre sí por una distancia h ; x_i y x_i+h son los puntos experimentales, pertenecientes a un espacio de dimensión n , R^n ; y $z(x_i)$ son los datos experimentales.

En el caso más frecuente de tratar con datos distribuidos en un plano, espacio de dimensión 2, el vector h puede expresarse en coordenadas polares,

$$\gamma(h) = \gamma(|h|, \phi) \quad [14]$$

siendo $|h|$ el módulo del vector h y ϕ el ángulo que forma el vector respecto al eje de referencia.

El variograma aporta importante información estructural del fenómeno que se esté estudiando; una de las razones es que se puede calcular en distintas direcciones del espacio y con esta información se puede obtener una idea de la anisotropía del fenómeno.

La función variograma indica además de qué modo aumenta la variabilidad entre los datos, o lo que es igual, cómo disminuye la correlación a medida que va aumentando la distancia entre los puntos considerados.

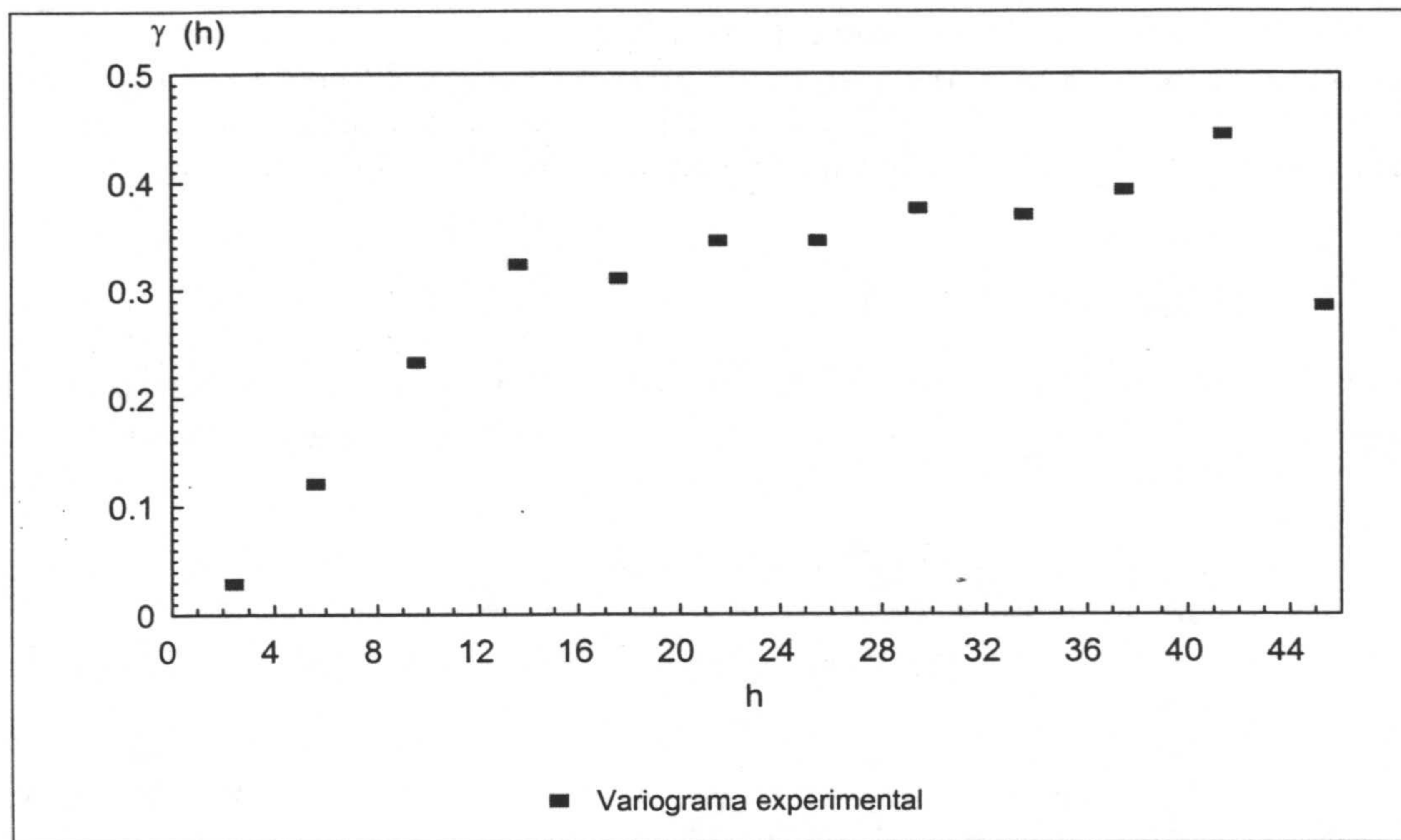


Figura II.2. Ejemplo de variograma experimental calculado según la fórmula [13], en este caso a partir de las magnitudes de una serie sísmica real. Se puede observar con claridad que los primeros puntos muestran valores crecientes, indicativos de que existe un grado de correlación entre los datos situados entre sí a la distancia h , hasta que a partir de un cierto valor del paso h , $h=14$, tienden a estabilizarse (se pierde la correlación entre los datos). Incluso el último punto representado muestra un valor inferior. Esto es debido a que las relaciones entre puntos situados a esa distancia de h no muestran correlación entre ellos y los valores del variograma pueden presentar variaciones erráticas.

Propiedades del variograma

Al ser el variograma igual a la varianza de los incrementos de la función aleatoria Z , se pueden deducir las siguientes propiedades (Matheron, 1970; Bass, 1974):

Simetría. El variograma, al igual que la covarianza, es una función simétrica en h , de tal modo que:

$$\gamma(h) = \gamma(-h) \text{ y } C(h) = C(-h) \quad [15]$$

Desigualdad de Schwarz. La covarianza cumple la desigualdad de Schwarz, según la cual, en términos absolutos, la covarianza para $h > 0$ es menor o igual que la varianza a priori, esto es, la covarianza en el punto origen $h = 0$:

$$|C(h)| \leq C(0) \quad [16]$$

Signo. La función variograma es no negativa, cumpliéndose que:

$$\gamma(h) \geq 0 \text{ y } \gamma(0) = 0 \quad [17]$$

mientras que la función covarianza puede tomar valores positivos y negativos.

Condición necesaria y suficiente para que una función aleatoria estacionaria admita la existencia de una función covarianza o variograma. Para que exista una función aleatoria estacionaria o intrínseca que admita una función covarianza $C(h)$ o una función variograma $\gamma(h)$ las condiciones anteriores son necesarias pero no suficientes.

En función de la covarianza, la condición necesaria y suficiente es que la función $C(h)$ sea definida positiva, de tal manera que la varianza de toda combinación lineal de la forma:

$$Y(x) = \sum_i \lambda_i Z(x_i) \quad [18]$$

sea siempre positiva o nula, es decir, se cumpla que:

$$\text{Var}(Y) = -\sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j C(x_i - x_j) \geq 0 \quad [19]$$

Si tenemos en cuenta a la función variograma, la condición de positividad se refiere a $-\gamma(h)$ siempre que se cumpla que:

$$\sum_i \lambda_i = 0 \quad [20]$$

Así pues, la condición necesaria y suficiente en términos de la función variograma es:

$$\text{Var}(Y) = -\sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_j) \geq 0 \quad [21]$$

Relación fundamental entre las funciones covarianza y variograma. La existencia de la covarianza en el caso en el que se cumpla la estacionaridad, implica la existencia del variograma en el caso intrínseco. Por esta razón, se cumple que:

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad [22]$$

siendo $\gamma(h)$ el valor del variograma para el paso h , $C(0)$ el valor de la covarianza en el punto origen 0 y $C(h)$ el valor de la covarianza para el paso h (figura II.3).

Esta propiedad es muy útil en el momento de resolver problemas prácticos, ya que $C(0)$ es igual al valor de la varianza (σ^2) de los datos y por lo tanto:

$$\gamma(h) = \sigma^2 - C(h) \quad [23]$$

De esta última expresión se concluye que las funciones variograma $\gamma(h)$ y covarianza $C(h)$ son simétricas si el fenómeno con cuyos datos se está tratando es estacionario (figura II.4).

A partir de la expresión [23] es posible, además, definir el correlograma que permite comparar series de datos diferentes. Si consideramos la ecuación [23] y normalizamos por la varianza σ^2 tenemos que:

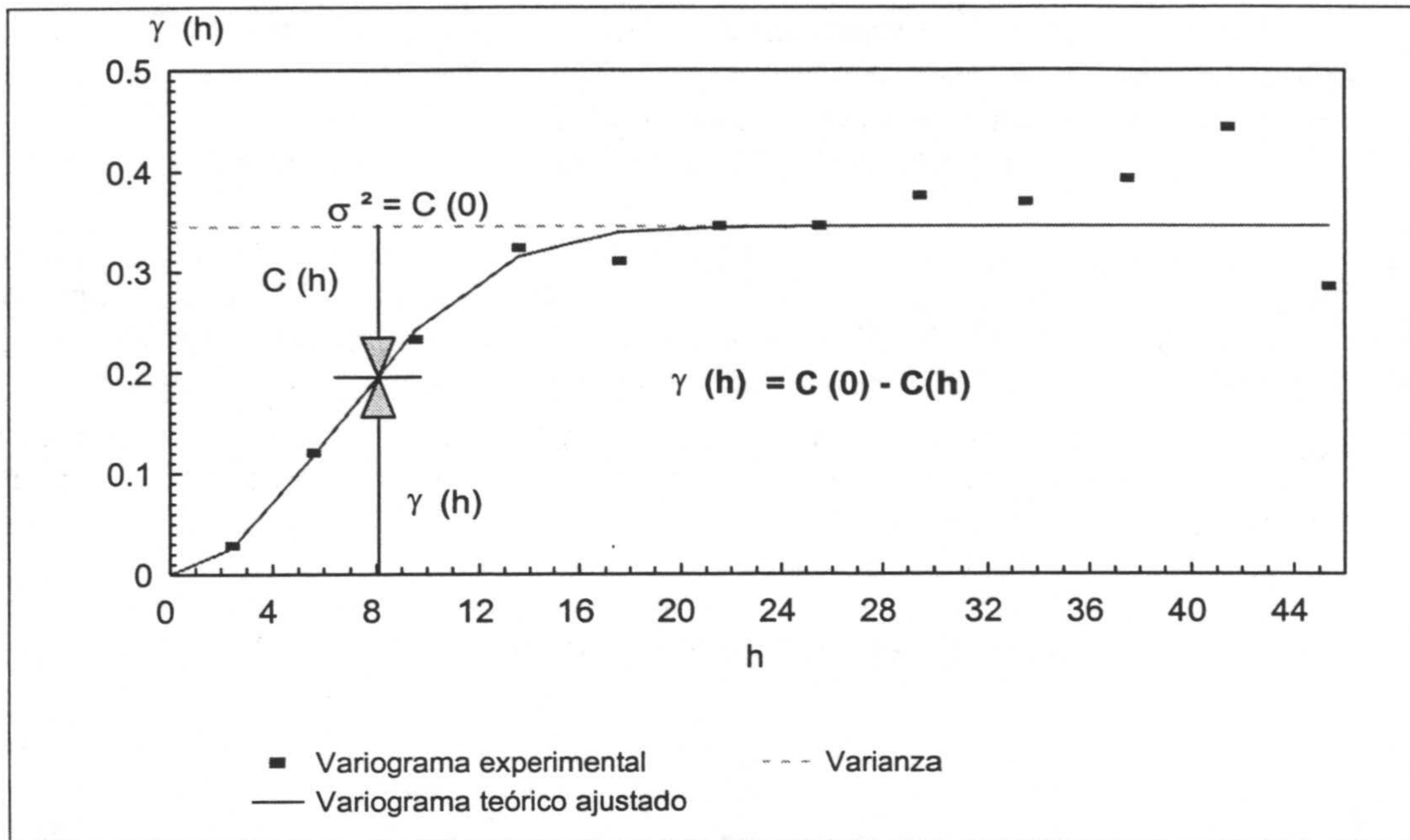


Figura II.3. Relación existente entre las funciones variograma $\gamma(h)$ y covarianza $C(h)$. Se ilustra la relación fundamental entre ambas funciones, dada por la fórmula [22]. El valor $C(0)$ es el valor de la covarianza en el punto origen, que es igual que la varianza σ^2 de los datos.

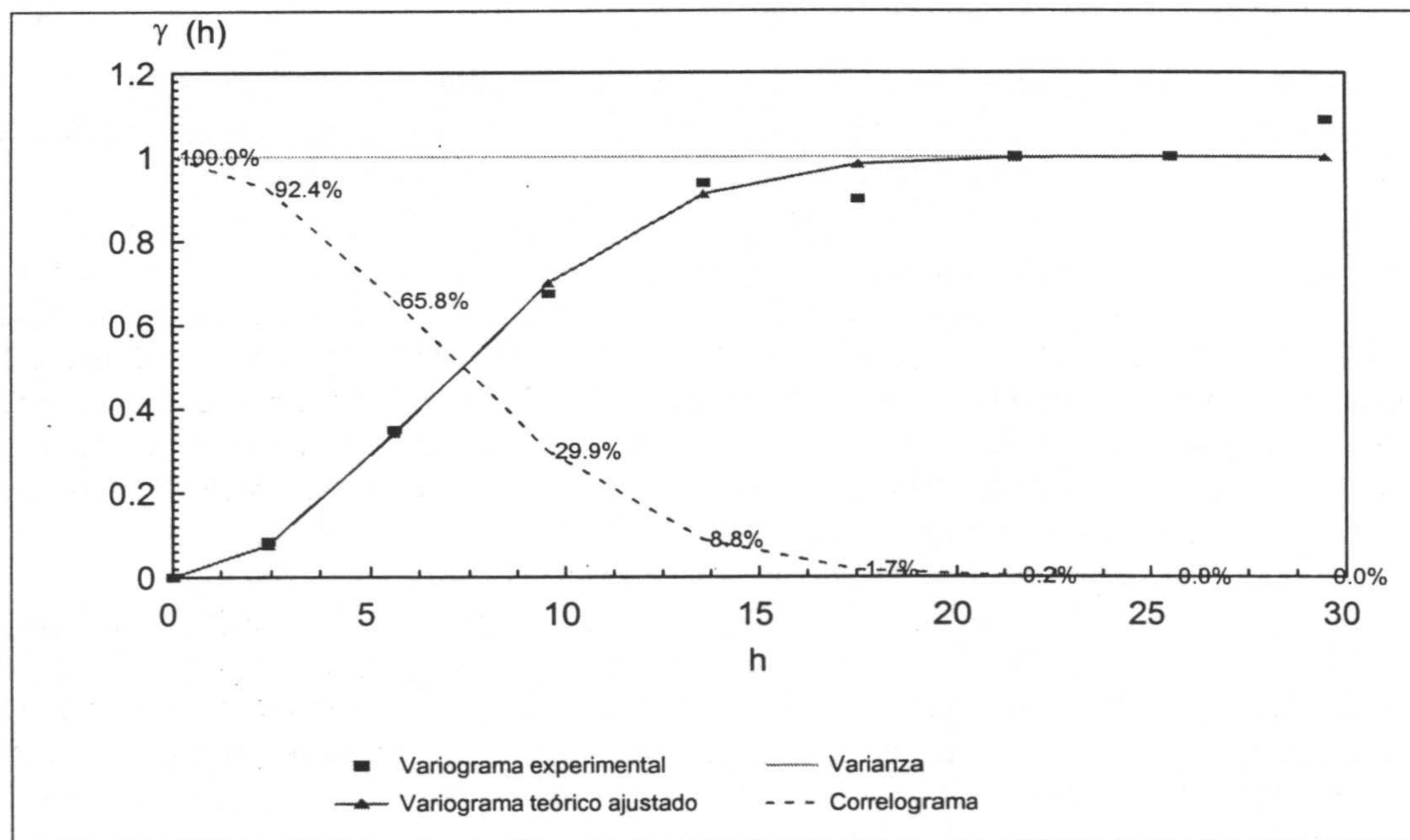


Figura II.4. Ejemplo de variograma relativo, en el que aparecen tanto el variograma experimental como el variograma teórico ajustado. Obsérvese que la varianza es igual a 1. También se muestra el correlograma calculado a partir del variograma teórico ajustado y a la derecha de cada uno de sus puntos se indica el valor de la correlación (en %) existente entre los datos situados a la distancia h correspondiente. También es posible observar claramente la simetría existente entre las funciones variograma y covarianza.

$$\frac{\gamma(h)}{\sigma^2} = 1 - \frac{C(h)}{\sigma^2} \quad [24]$$

El término de la izquierda de la identidad anterior:

$$\frac{\gamma(h)}{\sigma^2} = \gamma_r(h) \quad [25]$$

se denomina *variograma relativo*, que es un variograma normalizado cuya meseta es igual a 1 y que permite comparar series de datos diferentes (ver figura II.4). Si los variogramas relativos de varias series de datos son semejantes, se puede deducir que las series de datos implicadas tienen comportamientos semejantes; se trataría entonces de fenómenos de las mismas características, aunque los valores de partida puedan ser de magnitudes diferentes.

El término situado a la derecha de la identidad [24]:

$$\frac{C(h)}{\sigma^2} = \rho(h) \quad [26]$$

se llama correlograma y es una función que nos indica, en tanto por uno, el coeficiente de correlación que hay entre los datos considerados (véase un ejemplo en la figura II.4). A mayor valor del correlograma mayor correlación existirá entre los puntos y, por tanto, mayor será la fiabilidad de los resultados que puedan obtenerse a partir de ellos.

A partir de estas definiciones se concluye que:

$$\gamma_r(h) = 1 - \rho(h) \quad [27]$$

Análisis del variograma

El correcto análisis del variograma obtenido a partir de los datos experimentales y el buen ajuste de un variograma teórico al mismo, es uno de los aspectos más importantes dentro de un estudio geoestadístico. La base de los métodos geoestadísticos es la función variograma y de ella se derivan algunos conocimientos estructurales importantes referentes a los datos. También permite conocer la relación existente entre la estructura de los datos y la precisión de la estimación de la variable (Goovaerts, 1997). Por estas razones es conveniente conocer la información que nos puede aportar un correcto análisis del variograma.

También conviene resaltar que para realizar una correcta interpretación es necesario dominar los conocimientos teóricos y tener cierta experiencia práctica. En este sentido, conviene advertir que hacer un buen análisis variográfico no es tarea fácil. Los datos experimentales suelen ser costosos de obtener y el hecho de extraer toda la información que puedan contener, sin desvirtuar en ningún momento la realidad, puede tener una importancia científica, técnica y económica importante. Precisamente parte de esta memoria de Tesis Doctoral se basa en la estructura que se ha encontrado entre los datos de magnitudes de las series sísmicas (Torcal *et al.*, 1996), que puede considerarse también desde el punto de vista de un problema de series temporales (Feng *et al.*, 1997).

A continuación se indicarán de manera abreviada las características más importantes del variograma. Existe diversa bibliografía en la que se pueden ampliar estos aspectos y muy recomendable por su claridad y concisión es Chica-Olmo (1987), de la que se extraen la mayor parte de las ideas que se indican.

La información proporcionada por el variograma se obtiene a partir del estudio de su zona de influencia, del comportamiento en el origen, del estudio de las anisotropías direccionales y de sus comportamientos particulares.

Zona de influencia del variograma

Si el fenómeno que se está considerando es estacionario, su variograma crece hasta alcanzar un valor límite (ver figura II.5) denominado *meseta* (en inglés, *sill*) y hacerse estacionario. La distancia o paso en la cual se alcanza el valor de meseta se denomina *alcance* (en inglés, *range*), o en algunos casos *memoria*, si el paso viene expresado en una unidad de tiempo. A medida que crece el paso aumenta la variabilidad entre los datos y va disminuyendo su correlación. El alcance es la distancia a partir de la cual desaparece la correlación entre los datos. En este sentido, a partir del alcance los cálculos geoestadísticos coinciden con los cálculos de la Estadística tradicional.

Si el fenómeno que se está considerando no es estacionario, el variograma no tiende a un valor, sino que es creciente. En este caso se le denomina variograma sin meseta.

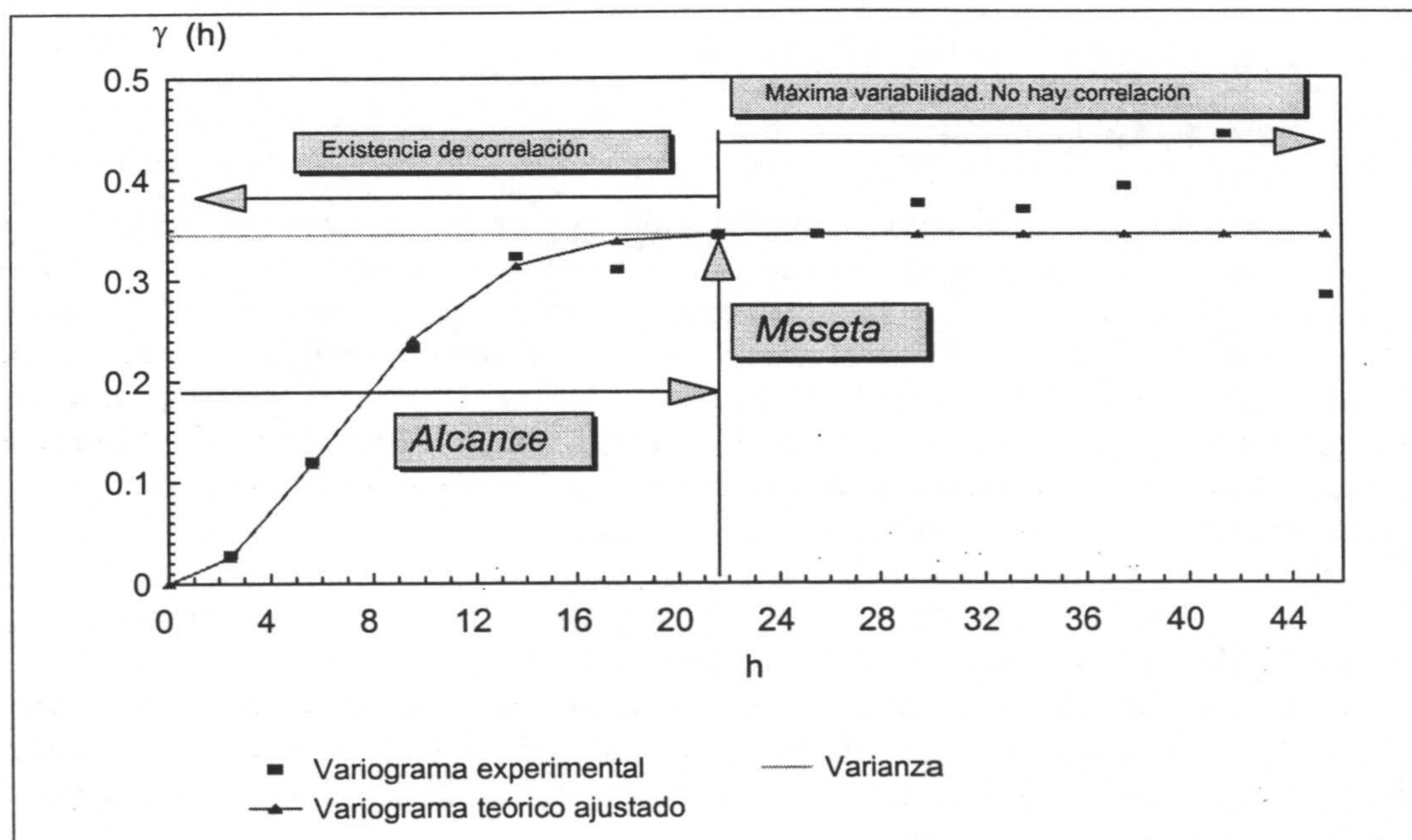


Figura II.5. Representación esquemática de los conceptos alcance y meseta de la función variograma. El valor de la meseta es aquel para el que la función variograma se hace estacionaria. La distancia h para la que el variograma alcanza el valor de la meseta es el alcance. El alcance define el momento a partir del cual desaparece completamente la correlación entre los datos. Por lo tanto, la zona inicial del variograma es la que indica la existencia de correlación entre los datos.

El valor de la meseta coincide teóricamente con el valor de la varianza experimental de los datos σ^2 o lo que es igual, el valor de la covarianza en el origen $C(0)$. Para comprobarlo, se parte de la expresión [12] que en forma desarrollada queda como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \left[E\{Z(x+h)\}^2 + E\{Z(x)\}^2 - 2 E\{Z(x+h) \cdot Z(x)\} \right] \quad [28]$$

Pero si $Z(x+h)$ y $Z(x)$ son independientes, entonces:

$$E\{Z(x+h) \cdot Z(x)\} = 0 \quad [29]$$

Así pues, se concluye que:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var}\{Z(x+h)\} + \frac{1}{2} \text{Var}\{Z(x)\} = \frac{1}{2} 2\sigma^2 = \sigma^2 = C(0) \quad [30]$$

En el caso de una variable estacionaria existe la función covarianza $C(h)$:

$$E\{Z(x+h)\}^2 = \sigma^2 = C(0) \quad [31]$$

$$E\{Z(x)\}^2 = \sigma^2 = C(0) \quad [32]$$

$$E\{Z(x+h) \cdot Z(x)\} = C(h) \quad [33]$$

con lo cual, a partir de la ecuación [28] y las expresiones [31], [32] y [33] tenemos que:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} [C(0) + C(0) - 2 C(h)] \quad [34]$$

y al final se obtiene la expresión fundamental que relaciona las funciones variograma y covarianza en el caso de un fenómeno estacionario:

$$\gamma(h) = C(0) - C(h) \quad [35]$$

A esta expresión ya se hizo referencia como ecuación [22] del apartado II.5.5. Finalmente, es necesario indicar que el concepto de alcance del variograma tiene un sentido geológico preciso y bastante importante, ya que indica la zona de influencia del fenómeno geológico o la continuidad geológica (Chica-Olmo, 1987).

Comportamiento en el origen

Cuando se consideran valores de paso h pequeños puede obtenerse información acerca del grado de continuidad y regularidad del fenómeno que se esté estudiando. Según este comportamiento en el origen, se suelen distinguir cuatro tipos diferentes de variogramas (Delhomme, 1976):

Muy continuo. El variograma presenta una figura de tipo parabólico (figura II.6, a). Es indicativo de una variable muy regular. La variable regionalizada en este caso es derivable.

Continuo. El variograma pasa por el origen,

$$h = 0 \Rightarrow \gamma(h) = 0 \quad [36]$$

y es lineal (figura II.6, b). Indica que la variable regionalizada es continua pero menos regular que en el caso anterior. En este caso la variable regionalizada es continua en media cuadrática, pero no es derivable.

Discontinuo. En este tipo de función variograma se observa (figura II.6, c) una clara discontinuidad en el origen, de tal modo que si:

$$h \rightarrow 0 \Rightarrow \gamma(h) \rightarrow C_0, \quad C_0 \neq 0 \quad [37]$$

Como ya se comentó, al valor C_0 se le denomina "*efecto de pepita*", debido a que este fenómeno se describió por primera vez en el estudio de una explotación aurífera. Este comportamiento es indicativo de una variable muy irregular. La variable regionalizada no es continua en media cuadrática, porque dos puntos próximos presentan una diferencia de varianza al menos igual al valor C_0 del efecto de pepita. Esta discontinuidad puede ser producida bien por la inclusión de errores de medida en los datos experimentales, o bien por la presencia en el fenómeno de una micro-regionalización de escala inferior a la de observación (Journel y Huijbregts, 1978). En la práctica es difícil discernir cuál puede ser la causa concreta de la aparición de un efecto de pepita, y la solución pasa inexorablemente por un buen conocimiento del fenómeno que se esté estudiando.

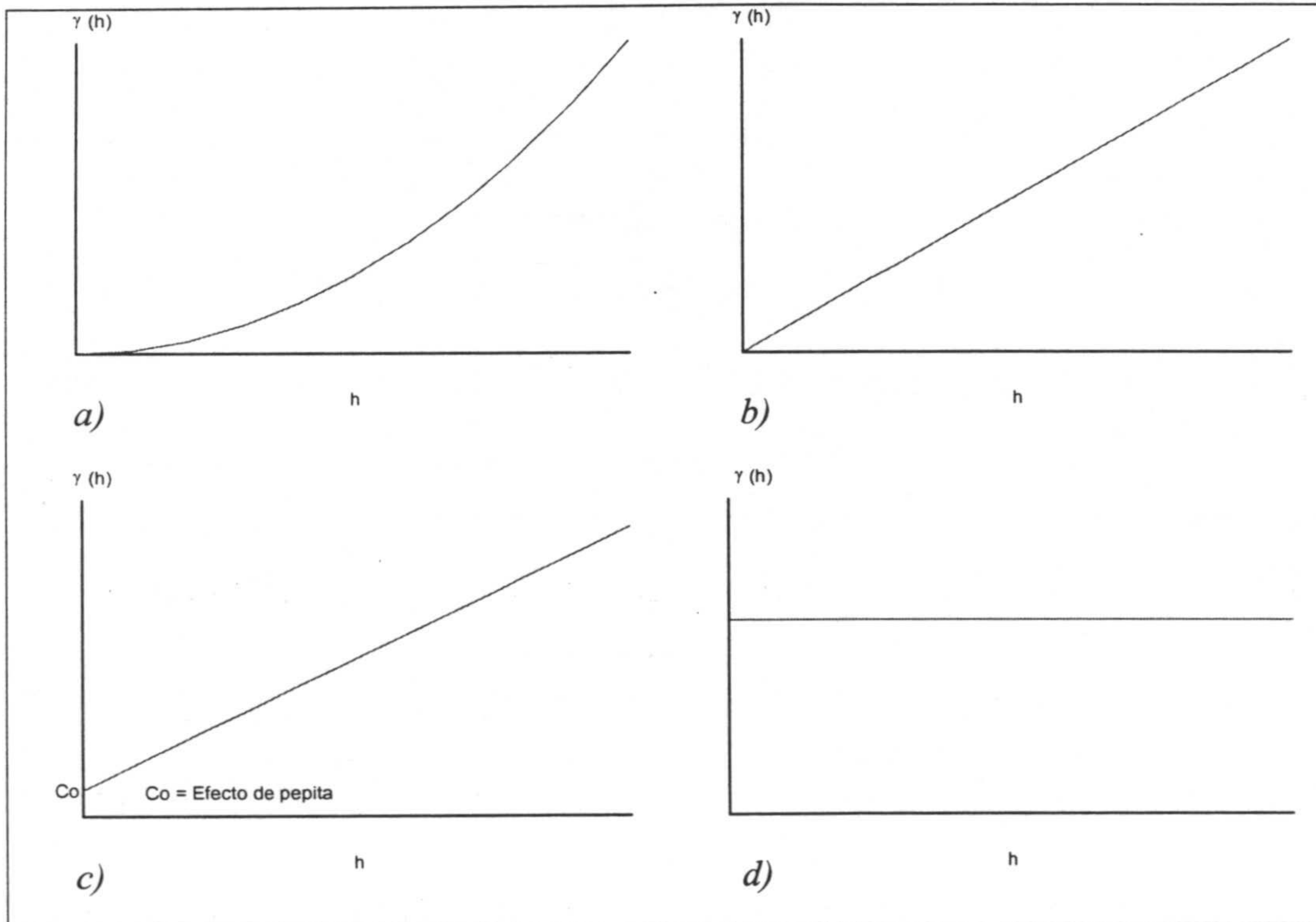


Figura II.6. Según el comportamiento de la función variograma en el origen se distinguen 4 tipos principales de variogramas:

a) Muy continuos. b) Continuos. c) Discontinuos. d) Aleatorios.

Aleatorio. Es el caso de un variograma a cuyo gráfico (figura II.6, d) se le puede ajustar una recta paralela al eje horizontal de distancias h . Es indicativo de una total ausencia de estructura dentro del fenómeno sin que haya correlación entre puntos adyacentes.

Delhomme (1976) y Chica-Olmo (1981a) presentan múltiples ejemplos de variogramas experimentales correspondientes a cada uno de los casos expuestos y calculados sobre datos de naturaleza geológica diversa.

Anisotropías

Una variable regionalizada tiene un comportamiento anisótropo cuando presenta direcciones particulares de variabilidad. Tales direcciones privilegiadas corresponden generalmente a direcciones genéticas o estructurales del fenómeno geológico (Chica-Olmo, 1987).

Las anisotropías que presenta un fenómeno determinado se pueden comprobar calculando los variogramas correspondientes a diversas direcciones del espacio y mostrándolos en un gráfico. En la práctica se distinguen tres tipos de comportamientos anisótropos del variograma.

Anisotropía geométrica. En este tipo de anisotropía los variogramas calculados en diversas direcciones muestran un mismo valor de meseta (figura II.7) y existe afinidad entre los valores de los alcances. Si se representan (figura II.8) los diferentes valores de los alcances se obtiene una elipse de anisotropía. Esta anisotropía puede ser corregida con una transformación de coordenadas, transformando de este modo la elipse en un círculo. El coeficiente de anisotropía para restaurar la isotropía es igual a la relación entre los valores de los alcances (que son los ejes mayor y menor de la elipse), esto es:

$$k = \frac{a_1}{a_2} \quad [38]$$

Si además los ejes principales de la anisotropía no coinciden con los ejes de coordenadas, habría que efectuar una corrección del tipo:

$$\gamma(h) = \gamma_1(\sqrt{h'}) \quad [39]$$

donde γ_1 es la función variograma en la dirección 1 y h y h' vienen dados por:

$$h = \sqrt{(x_1 - x_2)^2 + (y_1 - y_2)^2} \quad [40]$$

$$h' = [(x_1 - x_2) \cos(\varphi) - (y_1 - y_2) \sin(\varphi)]^2 + k^2 [(y_1 - y_2) \cos(\varphi) - (x_1 - x_2) \sin(\varphi)]^2 \quad [41]$$

siendo φ el ángulo que forma el eje de abscisas X con el eje X' de la elipse y k el valor dado por la expresión [38].

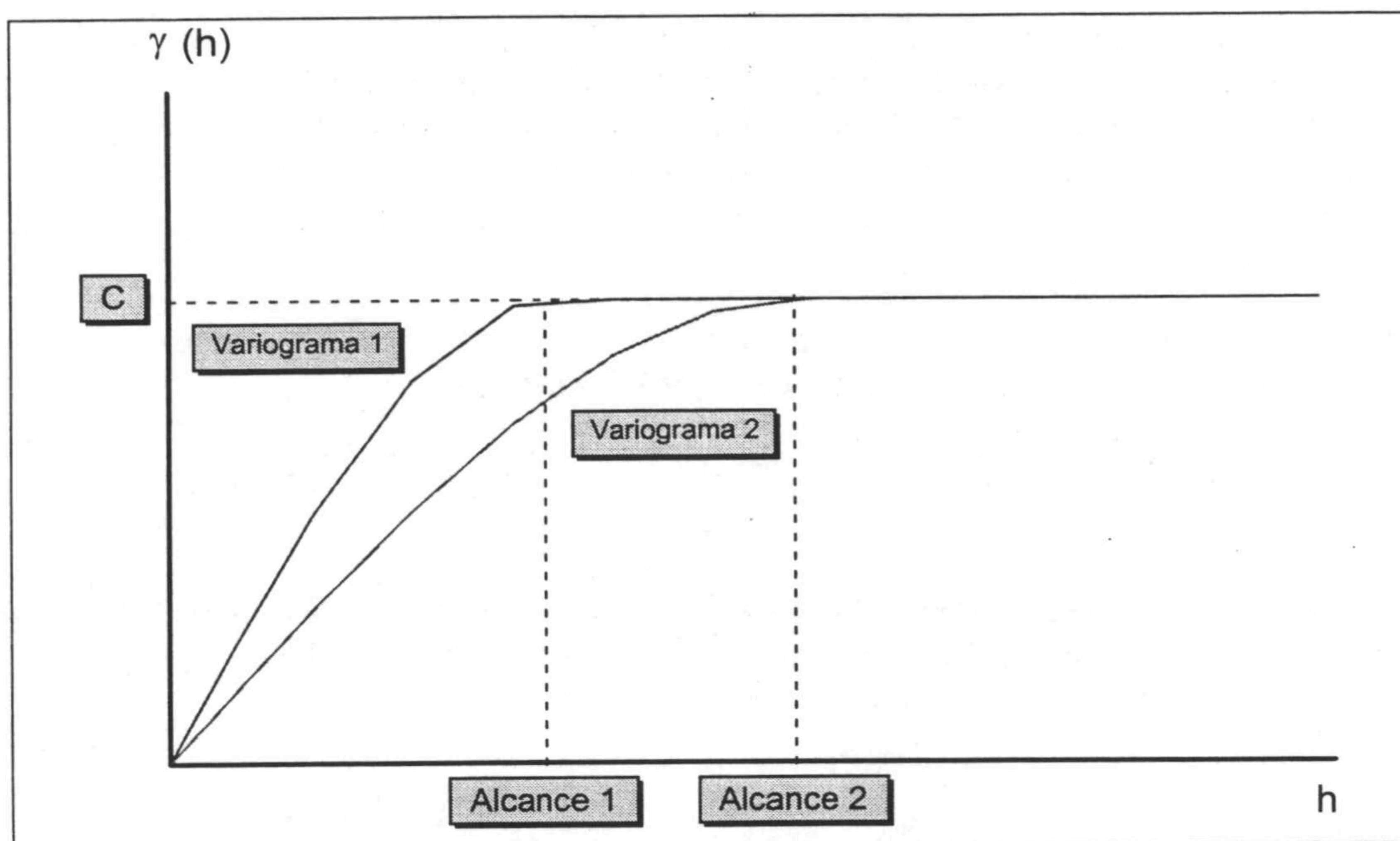


Figura II.7. Anisotropía geométrica entre variogramas. Corresponden a un mismo fenómeno medido en diferentes direcciones y tienen el mismo valor de meseta. Existe afinidad entre los valores de los alcances respectivos.

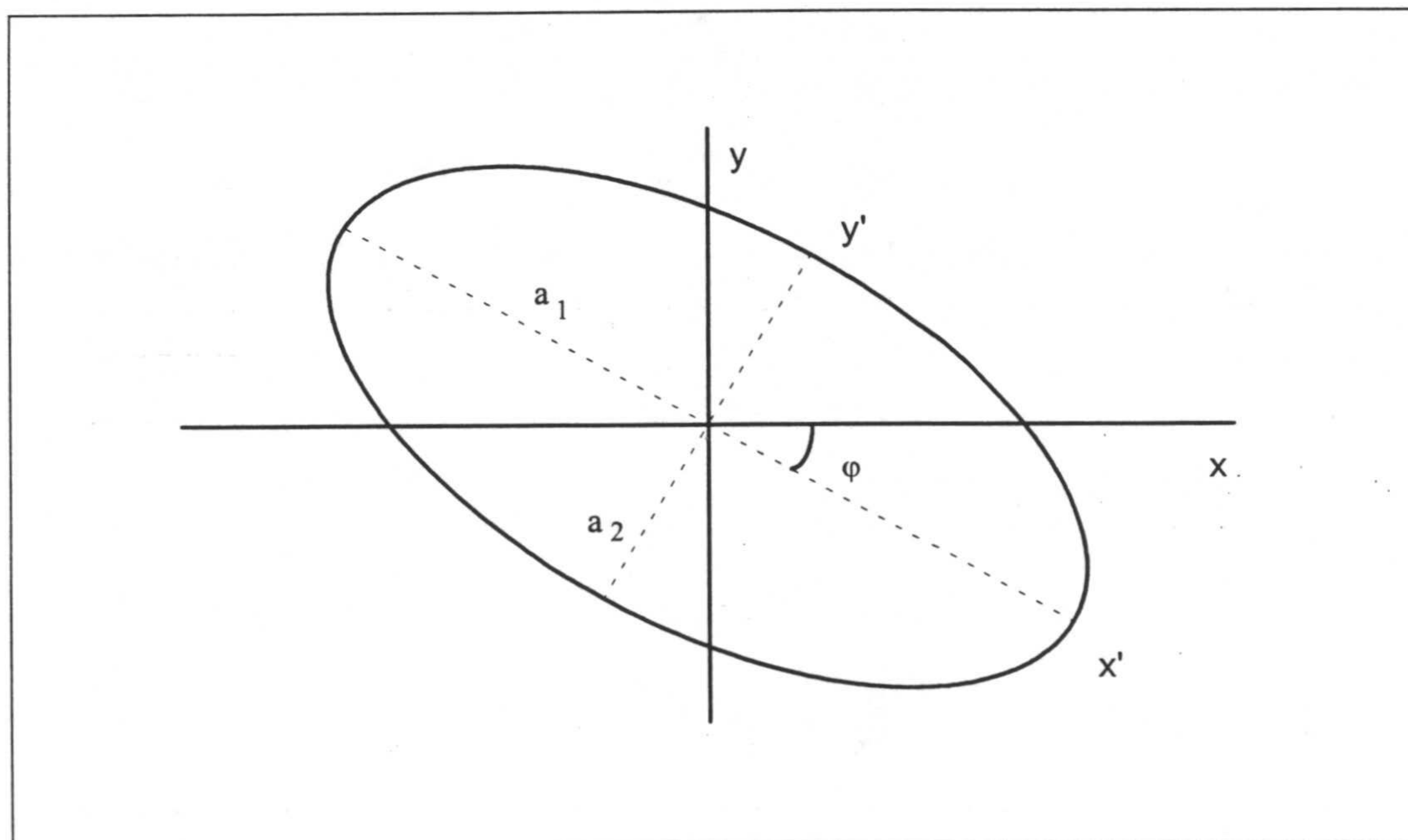


Figura II.8. Elipse de anisotropía geométrica en la que se indican tanto la orientación de los ejes de anisotropía ($x'y'$) definida por el ángulo φ , respecto al sistema de coordenadas de referencia (xy), como los valores de los alcances a_1 y a_2 que constituyen la longitud de los ejes mayor y menor respectivamente de la elipse.

Efecto proporcional. En este tipo de anisotropía, los variogramas calculados en diversas direcciones muestran un mismo valor de alcance y existe afinidad entre los valores de las mesetas. Este caso es el contrario al anteriormente reseñado y suele afrontarse utilizando un variograma base $\gamma_0(h)$ a partir del cual se deducen los variogramas direccionales $\gamma_i(h)$ mediante una corrección lineal de la forma:

$$\gamma_i(h) = f_i \cdot \gamma_0(h) \quad [42]$$

donde el coeficiente de proporcionalidad f_i es generalmente función del cuadrado de la media experimental (Journel y Huijbregts, 1978). Ejemplos de este tipo de comportamiento se pueden encontrar en Delhomme (1976) y Chica-Olmo (1981b).

Anisotropía zonal. En este caso los variogramas calculados en diversas direcciones presentan diferentes características entre sí, tanto en su variabilidad, eje $\gamma(h)$, como en su geometría, eje h . Este tipo de anisotropía se puede originar por la presencia de una deriva regional en la distribución espacial de la variable y basándose en las propiedades de la función variograma, se puede llegar a demostrar que si una función aleatoria es intrínseca entonces el variograma crece más lentamente que una parábola, es decir más lentamente que h^2 , de tal modo que:

$$\lim_{h \rightarrow \infty} \frac{\gamma(h)}{|h|^2} = 0 \quad [43]$$

El caso de que $\gamma(h)$ crezca más rápidamente que h^2 es posible que se deba a la existencia de una deriva impuesta (Chica-Olmo, 1987).

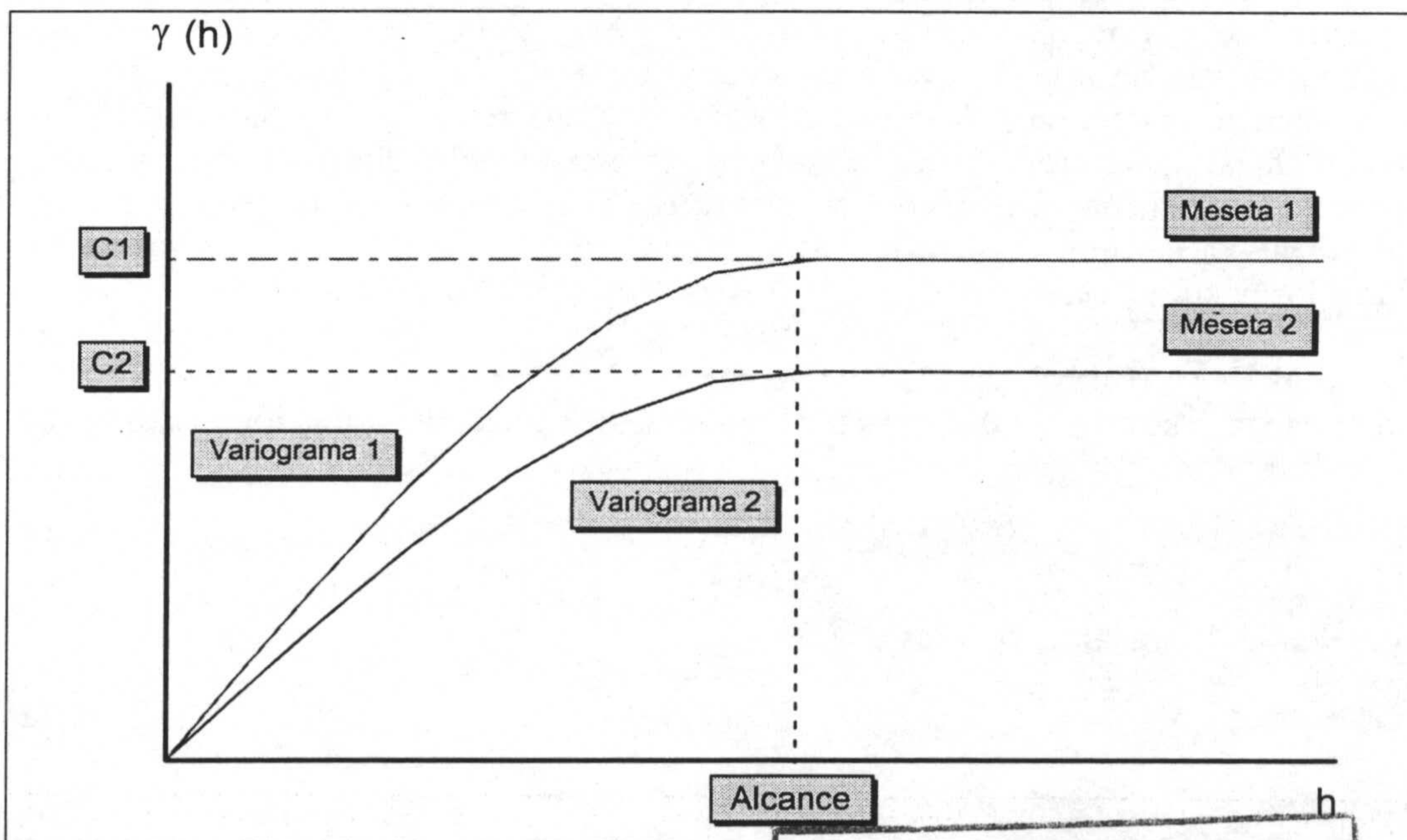


Figura II.9. Anisotropía proporcional entre variogramas. Corresponden a un mismo fenómeno medido en diferentes direcciones y tienen el mismo valor de alcance. Existe afinidad entre los valores de las mesetas respectivas.

UNIVERSIDAD DE GRANADA
15 SET. 1998
COMISION DE DOCTORADO

Comportamientos particulares del variograma

Algunos fenómenos naturales, y por ende, las variables regionalizadas que de ellos se pueden derivar, muestran variogramas con comportamientos particulares tales como superposiciones de estructuras y periodicidades. Los comportamientos más frecuentes se indican a continuación.

Estructuras imbricadas. Se deben a la superposición de variaciones que son producidas por el mismo fenómeno y que se ponen de manifiesto a escalas diferentes. El variograma global $\gamma_0(h)$ está compuesto por la suma de n variogramas elementales $\gamma_i(h)$ correspondientes a cada una de las escalas de variación consideradas, esto es:

$$\gamma_0(h) = \sum_{i=1}^n \gamma_i(h) \quad [44]$$

Estructuras de periodicidad. En las funciones variograma y covarianza se pueden observar en algunas ocasiones oscilaciones periódicas demostrando la presencia de correlaciones locales positivas y negativas (ver variograma tipo hole II en la figura II.11). Este tipo de comportamiento es muy frecuente cuando se estudian series temporales (Chica-Olmo, 1987).

Efecto de pozo. Un variograma se dice que tiene efecto de pozo cuando su crecimiento no es monótono, presentando uno o más saltos producidos por una componente pseudo-periódica de la variable (por ejemplo, los variogramas tipo pozo, hole I y hole II de la figura II.11).

Modelos teóricos de variograma

El variograma experimental no se puede utilizar directamente para realizar los cálculos de estimación o simulación de variables. Para que una función se pueda considerar variograma, o covarianza, debe cumplir unas determinadas condiciones de consistencia matemática. Por eso se dispone de una serie de funciones teóricas que cumplen las condiciones adecuadas para ser consideradas funciones variograma, o covarianza. Así, hay que encontrar (figura II.10) el variograma teórico que mejor se ajuste al variograma experimental y al cual se asimilará para poder realizar los cálculos posteriores.

Journel y Huijbregts (1978) demuestran teóricamente que una función es covarianza si se cumple que para toda combinación lineal de la función aleatoria $Z(x)$:

$$Y(x) = \sum_i \lambda_i Z(x_i), \quad \lambda_i \in \mathfrak{R} \quad [45]$$

el valor de la varianza verifica que:

$$\text{Var}\{Y(x)\} \geq 0 \quad [46]$$

Teniendo en cuenta las ecuaciones [45] y [46] se puede expresar también como:

$$Var\{Y(x)\} = \sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j C(x_i, x_j) \geq 0 \quad [47]$$

donde $C(x_i, x_j)$ indica la covarianza entre los valores x_i y x_j correspondientes; es decir, se está exigiendo que la función covarianza $C(h)$ sea definida positiva.

Expresando las condiciones anteriores en términos de variograma, se tiene:

$$Var\{Y(x)\} = -\sum_i \sum_j \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i, x_j) \geq 0 \quad [48]$$

donde $\gamma(x_i, x_j)$ indica el variograma entre los valores x_i y x_j correspondientes. Es necesario que $-\gamma(h)$ sea una función definida positiva, condicionada a que:

$$\sum_i \lambda_i = 0 \quad [49]$$

La condición impuesta en [45] y [47] para la covarianza es mucho más restrictiva que la condición que imponen las ecuaciones [48] y [49] para el variograma, ya que en este último caso es necesario que se cumpla la expresión [49] para cualquier sistema de pesos λ_i y no para todos los λ_i considerados individualmente. Por esta razón, la clase de las funciones variogramas es más rica que la clase de las funciones covarianzas (Chica-Olmo, 1987).

Journel y Huijbregts (1978) ofrecen una relación de los variogramas teóricos que más se suelen usar durante los cálculos geoestadísticos. Las expresiones analíticas de

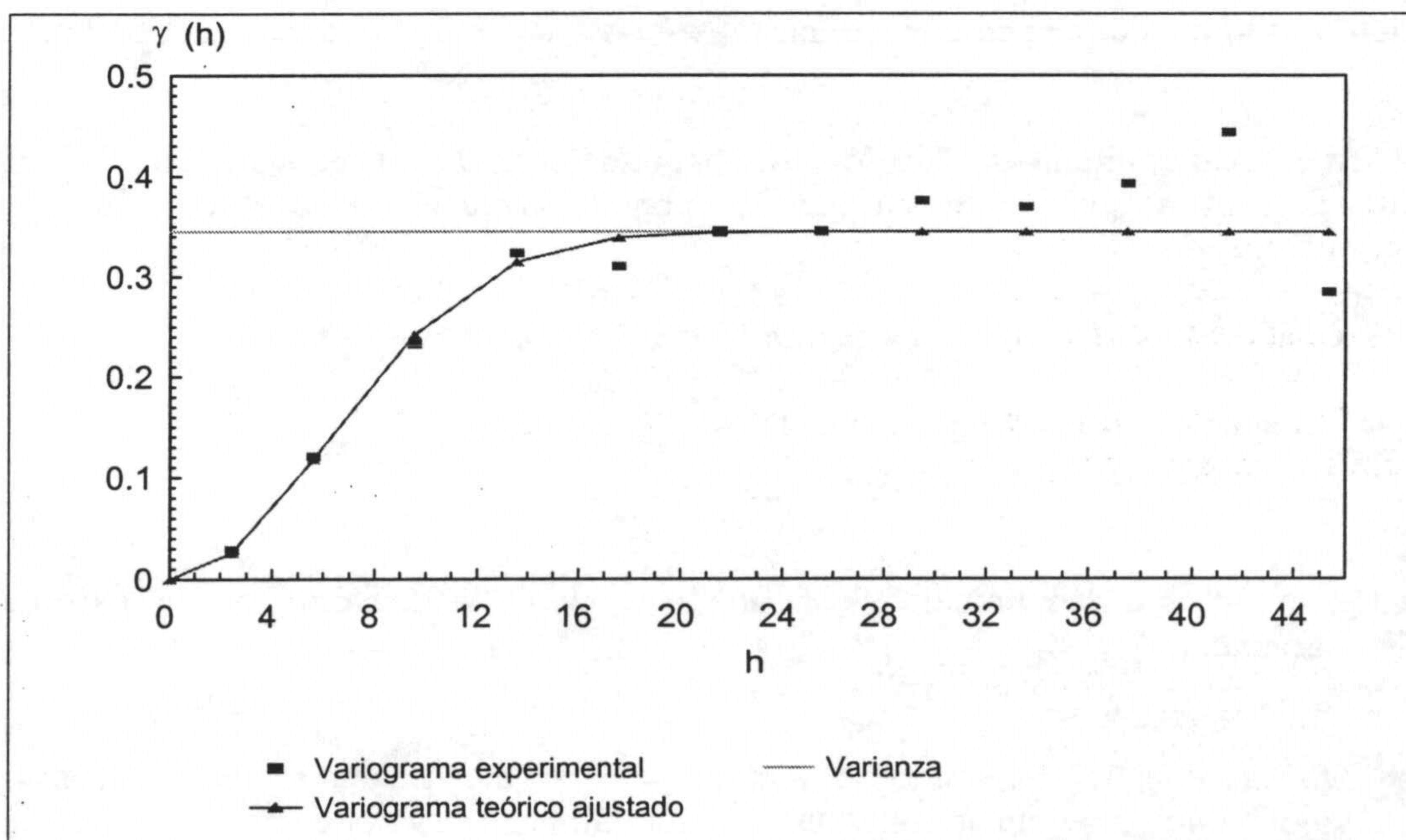


Figura II.10. Ejemplo de ajuste de un variograma teórico a un variograma experimental. En el momento de ajustar ambas funciones la coincidencia entre los primeros puntos, hasta que se alcanza el valor de la meseta, es el objetivo principal porque son estos puntos los que definen la estructura de correlación entre los datos.

las funciones variogramas más usuales se recogen en la tabla II.1 y las mismas funciones expresadas como covarianzas se muestran en la tabla II.2.

Dentro de los tipos de variogramas teóricos más utilizados se pueden distinguir dos grandes grupos: Los modelos de variograma *con meseta* (figura II.11) y los modelos de variograma *sin meseta* (figura II.12). A continuación se analizarán algunos de los tipos más utilizados hasta el momento.

Modelos sin meseta. Como ya se ha explicado, son los modelos de variograma que no tienen un valor límite en su crecimiento. Cuando un variograma experimental se ajusta a un variograma sin meseta se puede deducir que existe alguna deriva en la distribución de los datos considerados.

Modelos en h^λ y lineal. La ecuación que representa estos modelos es:

$$\gamma(h) = p \cdot h^\lambda \quad [50]$$

siendo $\gamma(h)$ el valor del variograma para el paso h , p la pendiente de la función en el origen y λ es un coeficiente numérico, tal que $0 < \lambda < 2$.

Un caso particular de este tipo es cuando $\lambda = 1$ y entonces:

$$\gamma(h) = p \cdot h \quad [51]$$

que es el llamado variograma lineal por ser su función una recta que pasa por el origen y cuya pendiente viene determinada por el valor p .

Si $0 < \lambda < 1$, entonces el variograma tiene la forma de un segmento de curva de tipo parabólico que tiende a crecer más rápido hacia el eje horizontal, el eje del paso h .

Si $1 < \lambda < 2$, entonces el variograma tiene la forma de un segmento de curva de tipo parabólico que tiende a crecer más rápido hacia el eje vertical, el eje del variograma $\gamma(h)$.

A todos estos modelos se les denomina genéricamente modelos en h^λ .

Logarítmico. La ecuación que define este modelo es:

$$\gamma(h) = A \log h \quad [52]$$

en la que A es un coeficiente que define la escala de la función y h es el paso del variograma.

Modelos con meseta. Son los variogramas en cuyo crecimiento se tiende a alcanzar un valor límite, denominado meseta, que normalmente se nota como c . A su vez el valor de la meseta es igual al de la covarianza en el origen $C(0)$. Estos variogramas son indicativos de variables que reflejan fenómenos que llegan en algún momento a ser estacionarios.

Esférico. También se le conoce como modelo de Matheron. Esta función tiene un comportamiento que tiende a ser lineal en el origen, llegando a alcanzar el valor estacionario de la meseta c para una distancia del paso h determinada, el alcance, y notado por a . Este modelo viene definido por:

$$\gamma(h) = \begin{cases} \left(c \frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \frac{h^3}{a^3} \right), & h < a \\ c & , h \geq a \end{cases} \quad [53]$$

Exponencial. Esta función alcanza el valor de la meseta de manera asintótica. La ecuación que define este modelo es:

$$\gamma(h) = c \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right) , h \geq 0 \quad [54]$$

El hecho de alcanzar la meseta como un valor asintótico no es práctico porque habría que trabajar con alcances grandes. Por esta razón, en la práctica geoestadística es común adoptar un valor de alcance teórico, que se nota como a' , con el que se pueda trabajar más cómodamente. Se adopta generalmente un alcance teórico $a' = 3a$, porque en este caso según se deduce de la expresión anterior [54]:

$$\gamma(a') = c \left(1 - e^{-3} \right) = 0.95 c \quad [55]$$

Esto significa que se considera la meseta teórica cuando se alcanza un valor del 95.02% de la meseta real. Análogamente se puede deducir que si

$$a' = 4a \Rightarrow \gamma(a') = 0.9817 c \quad [56]$$

$$a' = 5a \Rightarrow \gamma(a') = 0.9933 c \quad [57]$$

$$a' = 6a \Rightarrow \gamma(a') = 0.9975 c \quad [58]$$

$$a' = 7a \Rightarrow \gamma(a') = 0.9991 c \quad [59]$$

Gausiano. Esta función alcanza el valor de la meseta de manera asintótica. En el origen tiene comportamiento parabólico. La ecuación que define este modelo es:

$$\gamma(h) = c \left(1 - e^{-\left(\frac{h}{a}\right)^2} \right) \quad [60]$$

Al igual que ocurría en el caso anterior, la meseta se alcanza asintóticamente y en la práctica geoestadística es común adoptar un valor de alcance teórico, a' , con el que se pueda trabajar más cómodamente. Se adopta generalmente un alcance teórico $a' = a\sqrt{3}$, para el que se alcanza el 95% del valor de la meseta, tal como se vio en la expresión [55]. También se pueden aplicar las expresiones [56] a la [59].

Cúbico. La ecuación que define este modelo de variograma es la siguiente:

$$\gamma(h) = \begin{cases} c \left(\frac{7h^2}{a^2} - \frac{35h^3}{4a^3} + \frac{7h^5}{2a^5} - \frac{3h^7}{4a^7} \right), & |h| \leq a \\ c & , h > a \end{cases} \quad [61]$$

Triangular. La ecuación que define este modelo de variograma es la siguiente:

$$\gamma(h) = \begin{cases} c \frac{h}{a}, & |h| \leq a \\ c, & h > a \end{cases} \quad [62]$$

Pozo. Esta función se caracteriza por tener un marcado efecto de pozo y una estructura de cierta periodicidad. La ecuación que define este modelo de variograma es la siguiente:

$$\gamma(h) = c \left(1 - \frac{\text{sen}(ah)}{ah} \right), \quad h > 0 \quad [63]$$

Hole I. Esta función, al igual que la anterior, también presenta un efecto de pozo. La ecuación que define este modelo de variograma es la siguiente:

$$\gamma(h) = c \left(1 - \left(1 - \frac{h}{a} \right) e^{-\frac{h}{a}} \right), \quad h > 0 \quad [64]$$

Hole II. Al igual que los dos tipos anteriores, esta función se distingue por tener un marcado efecto de pozo así como estructura de cierta periodicidad. La ecuación que define este modelo de variograma es la siguiente:

$$\gamma(h) = c \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \cos(\beta h) \right), \quad h > 0, \quad \beta \in \mathfrak{R} \quad [65]$$

siendo β el parámetro de periodicidad.

En la tabla II.1 se muestran agrupados y resumidos los datos de todos los variogramas teóricos anteriores, incluyéndose su denominación, su ecuación, las condiciones que deben cumplir algunos de sus datos y los parámetros que definen la función en los casos que los requieren.

En la tabla II.2 se presentan los mismos modelos de variogramas teóricos pero con las fórmulas expresadas en términos de covarianza. Igualmente se incluye su denominación, su ecuación, las condiciones que deben cumplir algunos de sus datos y los parámetros que definen la función en los casos que los requieren.

Las ecuaciones en función de la covarianza se pueden deducir a partir de las ecuaciones del variograma teniendo en cuenta la relación fundamental [22] del apartado II.5.5. El cálculo de las ecuaciones del variograma a partir de las expresiones en términos de covarianza también se puede realizar tomando en consideración la expresión [23].

Modelos compuestos. En algunas ocasiones el variograma experimental no se puede ajustar correctamente a alguno de los modelos simples de variogramas teóricos. Esto ocurre cuando la variable estudiada presenta diferentes escalas de variación espacial (Chica Olmo en Chica Olmo y Pardo Igúzquiza, 1993). En estas ocasiones se pueden ajustar varios modelos, combinados o superpuestos, a partir de los modelos simples. El variograma global se formará por la suma de n variogramas elementales representantes de diferentes estructuras de variación del fenómeno:

Tabla II.1. Modelos de variogramas teóricos

Meseta	Modelo	Ecuación del variograma	Condiciones
Sin meseta	h^λ	$\gamma(h) = p \cdot h^\lambda$	$0 < \lambda < 2$
	Lineal	$\gamma(h) = p \cdot h$	$\lambda = 1$
	Logarítmico	$\gamma(h) = a \log h$	$h > 0$
Con meseta	Esférico	$\gamma(h) = c \left(\frac{3h}{2a} - \frac{1}{2} \frac{h^3}{a^3} \right)$	$h < a$
		$\gamma(h) = c$	$h \geq a$
	Exponencial	$\gamma(h) = c \left(1 - e^{-\frac{h}{a}} \right)$	$h \geq 0$
			$a' = 3a$
	Gausiano	$\gamma(h) = c \left(1 - e^{-\frac{h^2}{a^2}} \right)$	$h \geq 0$
			$a' = a\sqrt{3}$
	Cúbico	$\gamma(h) = c \left(\frac{7h^2}{a^2} - \frac{35h^3}{4a^3} + \frac{7h^5}{2a^5} - \frac{3h^7}{4a^7} \right)$	$ h \leq a$
		$\gamma(h) = c$	$h > a$
	Triangular	$\gamma(h) = c \frac{h}{a}$	$h \leq a$
		$\gamma(h) = c$	$h > a$
Pozo	$\gamma(h) = c \left(1 - \frac{\text{sen}(ah)}{ah} \right)$	$h > 0$	
Hole I	$\gamma(h) = c \left[1 - \left(1 - \frac{h}{a} \right) e^{-\frac{h}{a}} \right]$	$h > 0$	
Hole II	$\gamma(h) = c \left[1 - e^{-\frac{h}{a}} \cos(\beta h) \right]$	$h > 0$	

h : Distancia entre puntos, o paso
 c : Valor de la meseta
 a : Alcance teórico del variograma
 a' : Alcance práctico del variograma
 σ^2 : Varianza
 λ : Parámetro de forma del variograma h^λ
 β : Parámetro de periodicidad del variograma tipo Hole II
 p : Pendiente en el origen

Tabla II.2. Modelos de variogramas teóricos expresados como covarianza

Meseta	Modelo	Ecuación de la covarianza	Condiciones
Sin meseta	h^λ	$C(h) = \sigma^2 - p \cdot h^\lambda$	$0 < \lambda < 2$
	Lineal	$C(h) = \sigma^2 - p \cdot h$	$\lambda = 1$
	Logarítmico	$C(h) = \sigma^2 - a \log h$	$h > 0$
Con meseta	Esférico	$C(h) = \sigma^2 \left(1 - \frac{3h}{2a} + \frac{1h^3}{2a^3}\right)$	$h < a$
		$C(h) = 0$	$h \geq a$
	Exponencial	$C(h) = \sigma^2 e^{-\frac{h}{a}}$	$h \geq 0$
			$a' = 3a$
	Gausiano	$C(h) = \sigma^2 e^{-\frac{h^2}{a^2}}$	$h \geq 0$
			$a' = a\sqrt{3}$
	Cúbico	$C(h) = \sigma^2 \left(1 - 7\frac{h^2}{a^2} + \frac{35h^3}{4a^3} - \frac{7h^5}{2a^5} + \frac{3h^7}{4a^7}\right)$	$ h \leq a$
		$C(h) = 0$	$h > a$
	Triangular	$C(h) = \sigma^2 \left(1 - \frac{h}{a}\right)$	$h \leq a$
		$C(h) = 0$	$h > a$
	Pozo	$C(h) = \sigma^2 \frac{\text{sen}(ah)}{ah}$	$h > 0$
Hole I	$C(h) = \sigma^2 \left(1 - \frac{h}{a}\right) e^{-\frac{h}{a}}$	$h > 0$	
Hole II	$C(h) = \sigma^2 e^{-\frac{h}{a}} \cos(\beta h)$	$h > 0$	

h : Distancia entre puntos, o paso
 $C(h)$: Covarianza para la distancia h
 a : Alcance teórico del variograma
 a' : Alcance práctico del variograma
 σ^2 : Varianza
 λ : Parámetro de forma del variograma h^λ
 β : Parámetro de periodicidad del variograma tipo Hole II
 p : Pendiente en el origen

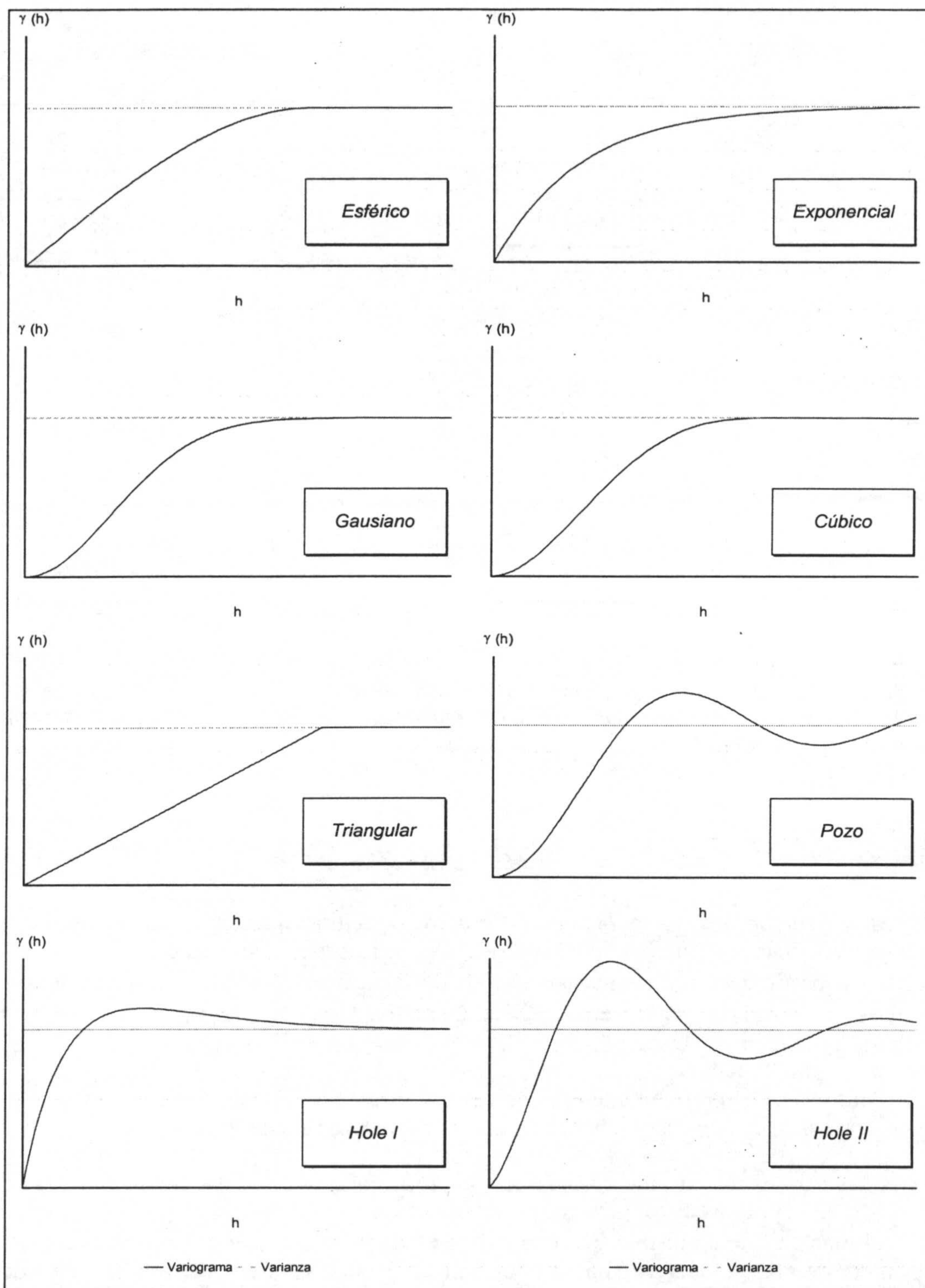


Figura II.11. Modelos de funciones variogramas teóricas con meseta más comúnmente utilizadas en la práctica geoestadística. Las formulaciones analíticas de estas funciones están contenidas en la tabla II.1. Se representa el valor de la varianza, que a su vez es el valor en el que se alcanza la meseta como línea de puntos en cada gráfico. También se pueden observar los efectos de pozo de los tipos Pozo, Hole I y Hole II. El tipo Hole II también presenta un comportamiento periódico. El modelo esférico también se denomina modelo de Matheron en honor al Profesor George Matheron, pionero de la Geoestadística.

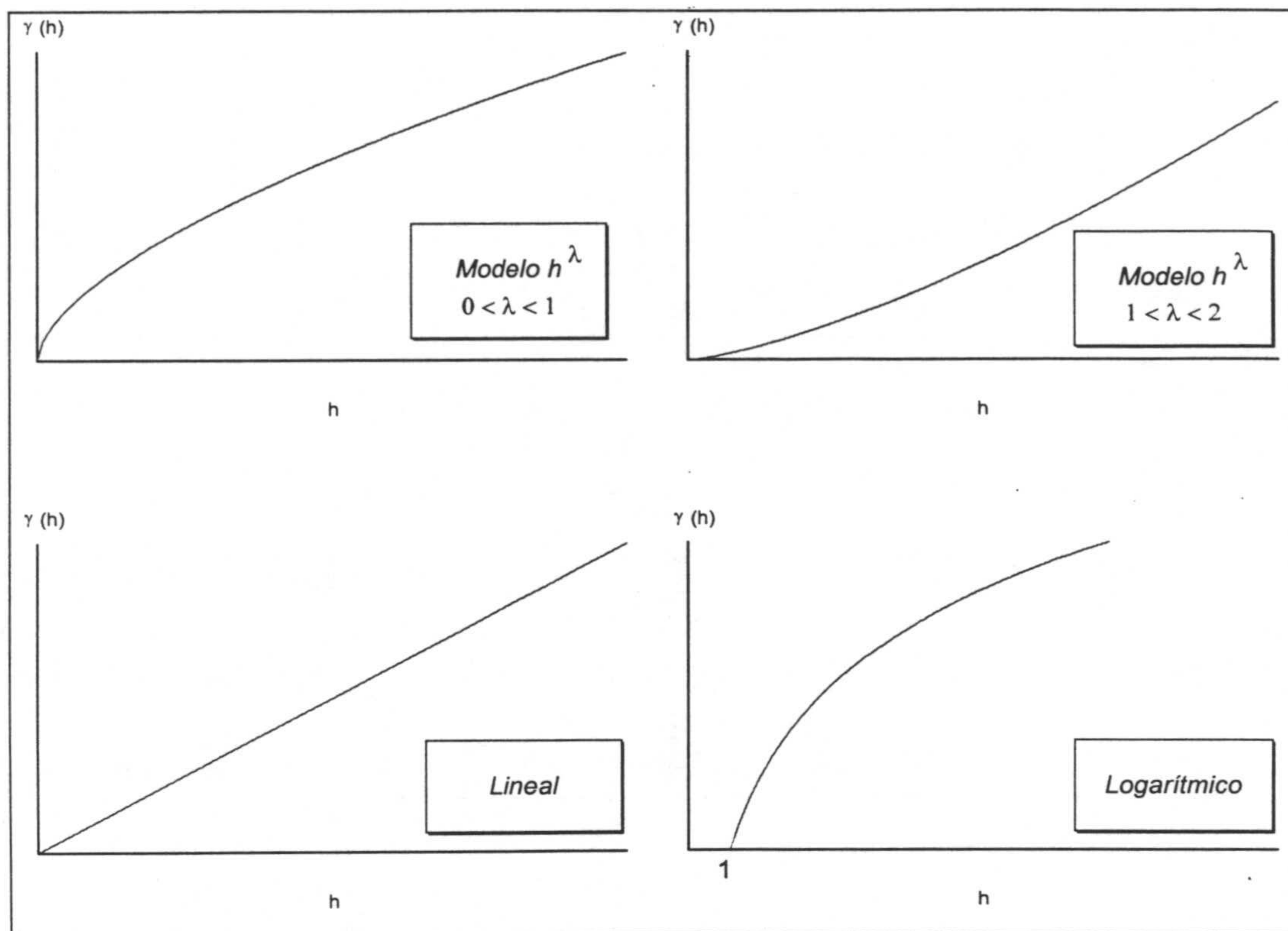


Figura II.12. Modelos de funciones variogramas teóricas sin meseta más comúnmente utilizadas en la práctica geoestadística. Las formulaciones analíticas de estas funciones están contenidas en la tabla II.1.

$$\gamma(h) = \sum_{i=1}^n \gamma_i(h) \quad [66]$$

Modelización del efecto de pepita. En casos de regionalizaciones discontinuas que tengan un efecto de pepita igual a C_0 en su variograma, se puede modelizar este efecto a partir de un variograma esférico de meseta igual a C_0 y con un alcance inferior al paso del variograma (Chica Olmo en Chica Olmo y Pardo Igúzquiza, 1993).

Notación. Generalmente en la práctica geoestadística, para referir un tipo de variograma de manera rápida y concisa, se suele utilizar el siguiente esquema:

Meseta Tipo (Alcance)

de tal manera que en primer lugar se indica el valor de la meseta; luego tres letras, la primera de ellas en mayúscula, que hacen referencia a las tres primeras iniciales del tipo de variograma teórico ajustado; y por último, entre paréntesis, el valor del alcance del variograma. En caso de que el tipo de variograma sea asintótico y tenga un alcance teórico y uno práctico, se especifica este último. Por ejemplo, un variograma cuya meseta es 0.326, que corresponde a un modelo gaussiano y tiene un alcance igual a 14.4 suele notarse:

0.326 Gau (14.4)

Capítulo III

Métodos de Simulación Temporal y Energética de Series Sísmicas

III.1. El Método de la Simulación Condicional Geoestadística para la simulación energética de una serie sísmica

III.1.1. Origen y desarrollo

La Simulación Condicional Geoestadística se desarrolló a partir de principios de la década de los 70. Como en casi todos los conceptos fundamentales dentro de la Geoestadística, los primeros pasos fueron dados por Matheron (1972), que propuso e implementó este método en la forma del *método de las bandas rotantes (Turning Bands Method)*. A partir de este momento se empieza a prestar cierta atención a esta técnica y se fundamentan las bases de lo que será una potente herramienta matemática. Posteriormente se fueron afirmando y sustentando las bases teóricas y aparecieron las primeras aplicaciones en diversos trabajos, tales como Guibal (1972), Journel (1974b), Marin (1976), Chiles (1977), Journel y Huijbregts (1978), Deraisme (1978a y b) y Alfaro (1979).

El desarrollo de esta metodología vino originalmente de la industria minera, principalmente para resolver los problemas encontrados en el diseño y en la planificación minera en los que los valores estimados resultaban suavizados respecto a

los valores reales, no reflejando los grados de variabilidad y de detalle presentes en los valores de las variables mineras reales (Armstrong y Dowd en Armstrong y Dowd, 1994). En los últimos años este desarrollo se ha visto impulsado por los estudios sobre yacimientos de hidrocarburos.

A partir de la década de los 80 aparecieron muchas más aplicaciones de la simulación geoestadística, casi en su totalidad dedicadas a temas de geología minera (Dumay, 1981; Chica Olmo, 1982a y b; Deraisme *et al.*, 1982; Chica Olmo *et al.*, 1983; Chica Olmo y Laille, 1984; Deraisme, *et al.*, 1985; Chica Olmo, 1987; Schafnester y Burger, 1988; Pardo Igúzquiza y Chica Olmo, 1989; Pardo-Igúzquiza, 1989).

A lo largo de la década de los 90, se están desarrollando tanto aspectos teóricos que incluyen nuevos algoritmos más eficaces (Dowd y Saraç, 1994; Freulon, 1994; Gómez Hernández y Cassiraga, 1994; Lantuéjoul, 1994) como aplicaciones de la simulación geoestadística a múltiples campos, tales como análisis de cuencas (Hegstad *et al.*, 1994), gases y medios aleatorios (Brémond y Jeulin, 1994), tratamiento de imágenes (Gotway y Rutherford, 1994), modelado de medios kársticos (Jaquet y Jeannin, 1994), simulación de litofacies geológicas (Allard, 1994) o simulaciones de arquitecturas de facies en depósitos fluviales (Georgsen *et al.*, 1994), entre otros. Este desarrollo ha coincidido con la generalización del uso de los ordenadores, que han permitido afrontar los numerosos cálculos que se requieren para estas técnicas.

Además del método original de las bandas rotantes, hoy en día se han establecido al menos otros seis métodos de simulación geoestadística (Armstrong y Dowd, 1994); en cualquier caso es el que más se sigue utilizando.

III.1.2. Breve descripción del método

Los modelos de simulación geoestadística permiten obtener una serie de valores posibles, coherentes con la información experimental, que reproducen la variabilidad observada. Hay que puntualizar que el modelo simulado constituye una versión de la realidad dentro de todas las posibles.

Una característica importante de la Simulación Condicional Geoestadística, ya indicada en su propia denominación, es el condicionamiento del modelo, según el cual se impone que el modelo simulado pase por los puntos experimentales. Debido a este hecho la realidad experimental y el modelo numérico resultan coincidentes en los puntos de información. La novedad que aporta el modelo simulado respecto a los datos experimentales es que se conocen sus valores en cualquier momento de la serie, incluso en aquellos diferentes a los experimentales. Es a escala global donde realidad y modelo simulado coinciden en sus parámetros geoestadísticos.

En Journel (1974b), Marechal (1975, 1978), Journel y Huijbregts (1978), Chica Olmo (1987), Pardo Igúzquiza (1989), Pardo Igúzquiza (1991) y Pardo Igúzquiza *et al.* (1992) se puede encontrar el desarrollo detallado de este método, aunque a continuación se expresarán de manera resumida sus principales aspectos.

Se impone que los valores reales $z(x)$ de una función aleatoria $Z(x)$ y los valores obtenidos por simulación condicional $z_{sc}(x)$ cumplan las siguientes características:

a) Coinciden las medias de los valores simulados y los experimentales:

$$E\{z_{sc}(x)\} = E\{z(x)\} \quad [67]$$

b) Coinciden las varianzas de los valores simulados y los experimentales:

$$\sigma_{sc}^2 = \sigma^2 \quad [68]$$

c) Coinciden los variogramas de los valores simulados y los experimentales:

$$\gamma_{sc}(h) = \gamma(h) \quad [69]$$

d) Los histogramas de ambas distribuciones de datos son igualmente coincidentes:

$$F_{sc}(z) = F(z) \quad [70]$$

e) Se impone un condicionamiento del modelo a los valores experimentales, es decir, en un punto o tiempo experimental x coinciden el valor simulado y el experimental:

$$z_{sc}(x) = z(x) \quad [71]$$

El hecho de que coincidan los variogramas de los valores simulados y los reales implica que ambos conjuntos de valores tienen idéntico modelo de variabilidad espacial y/o temporal.

Los pasos a seguir para obtener un modelo numérico de simulación partiendo de la información experimental (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 1992) son:

- Tratamiento estadístico básico y Análisis Variográfico experimental.
- Anamorfosis Gaussiana Inversa y Análisis Variográfico sobre los datos gaussianos.
- Simulación No Condicional.
- Condicionamiento de la simulación a los valores experimentales.
- Restitución del histograma experimental por Anamorfosis Gaussiana Directa.
- Validación numérica del modelo simulado.

A continuación se explican brevemente cada uno de los pasos anteriores para realizar la simulación condicional, teniendo en cuenta que la Anamorfosis Gaussiana Directa y la Inversa, se incluyen en el mismo epígrafe.

III.1.3. Tratamiento estadístico básico y Análisis Variográfico experimental

El tratamiento previo a la obtención del modelo comienza por comprobar la calidad de los datos, que los errores que puedan presentar estén determinados dentro de un margen razonable, y por aplicarles los *cálculos estadísticos básicos* de los que se obtienen los estadísticos. Los *estadísticos o medidas* son valores numéricos que permiten comparar entre sí distribuciones estadísticas en estudios análogos. Pueden ser de varios tipos:

a) Medidas de centralización. Indican un valor alrededor del cual está repartida la masa de la distribución. Se conocen genéricamente como medias y éstas son:

- *Media aritmética o media, m .*
- *Mediana, M ,* que es el valor que divide a la población en dos partes iguales. Es el cuartil del 50%.
- *Cuartil inferior, Q_I ó Q_1 ,* es el valor para el que el 25% de la población está por debajo de él y el 75% restante de la población está por encima.
- *Cuartil superior, Q_S ó Q_3 ,* es el valor para el que el 75% de la población está por debajo de él y el 25% restante de la población está por encima.
- *Moda, Mo ,* que es el valor de mayor frecuencia absoluta de una distribución.

b) Medidas de dispersión. Indican la variabilidad o dispersión de los valores de una distribución.

- *Varianza, σ^2 ,* que es la media de los cuadrados de las desviaciones respecto a la media.
- *Desviación típica o estándar, σ ,* que es la raíz cuadrada de la varianza y representa el margen de variación o el error de estimación en el que están comprendidos los datos analizados. Tiene las mismas unidades que la variable con la que se esté tratando.
- *Recorrido o rango, R ,* de una distribución, que es la diferencia entre los valores extremos máximo y mínimo.
- *Coefficiente de variación, CV ,* es el cociente entre la desviación típica y la media. Permite comparar distribuciones que tengan diferentes unidades. Existe relación directa entre el valor de este parámetro y la dispersión de la distribución.
- *Rango intercuartílico, RI ,* es la diferencia entre el cuartil superior y el cuartil inferior, e indica el rango entre el cual están distribuidos el 50% de los valores centrales de la población. En distribuciones moderadamente simétricas, $RI = \frac{4}{3}\sigma$.

c) Momentos de una distribución. Pueden ser centrales o respecto al origen.

- *Momento central de orden r , M_r ,* es la media de las desviaciones respecto a la media elevadas al orden r .

d) Medidas de asimetría. Ofrecen una idea de asimetría de la distribución. Una distribución es simétrica cuando son iguales las frecuencias correspondientes a valores equidistantes de un valor central. En la condición de simetría ideal se cumple que los valores de la media, mediana y moda son coincidentes. Una distribución es simétrica a la derecha o positiva (+) si las frecuencias descienden más lentamente a la derecha del

histograma. En este caso, la media es mayor que la moda. Una distribución es simétrica a la izquierda o negativa (-) si las frecuencias descienden más lentamente a la izquierda del histograma. En este caso, la media es menor que la moda.

- *Coefficiente de asimetría, CA*, calculado en función de los momentos, es la razón entre el momento de orden 3 y la desviación típica elevada al cubo.

e) Medidas de curtosis o apuntamiento. Indican el grado de apuntamiento de una distribución respecto a la distribución normal o campana de Gauss.

- *Coefficiente de curtosis, CC*, calculado en función de los momentos, es la razón entre el momento de orden 4 y la desviación típica elevada a la cuarta. En una distribución gaussiana o normal este coeficiente *CC* vale 3 y su curva se denomina normal o mesocúrtica. Si *CC* es mayor que 3 la distribución tiene una curva leptocúrtica, más apuntada que la gaussiana. Si *CC* es menor que 3 la distribución tiene una curva platicúrtica, más achatada que la gaussiana.

La expresión analítica de los conceptos anteriores se detalla en la tabla III.1.

El *Análisis Variográfico* comienza con el cálculo del *variograma experimental* (véase el apartado II.5.5), a partir de los datos experimentales utilizando la fórmula [13] del estimador experimental del variograma. En el caso concreto de una serie temporal se actuará en un espacio unidimensional.

Una vez calculado el variograma experimental se trata de encontrar el *variograma teórico* que mejor se le ajuste, definiendo el *tipo* de función ajustada, su *alcance*, su *meseta* y los parámetros necesarios para definir algunas de estas funciones teóricas. Este paso del estudio tiene gran importancia porque permite definir la estructura que presentan los datos analizados y su mayor o menor correlación. Conviene recordar que la función variograma nos indica la variabilidad existente entre el conjunto de datos considerados. En el caso de que el variograma sea estacionario, es decir, que alcance un valor límite en su crecimiento, meseta, y que representa la máxima variabilidad o mínima correlación entre los datos, la relación entre la función variograma y la función covarianza viene dada por la expresión [23].

Tal como indican Pardo-Igúzquiza *et al.* (1992), todo este análisis de carácter estructural se puede realizar en tres momentos del proceso de la Simulación Condicional Geoestadística. En primer lugar, sobre los datos experimentales, para caracterizar su variabilidad espacial; después, sobre los valores normalizados obtenidos por transformación de los experimentales en la realización de la simulación no condicional y, por último, sobre los valores obtenidos por simulación condicional para comprobar la bondad de los resultados obtenidos.

III.1.4. Anamorfosis Gaussiana y Análisis Variográfico sobre los datos gaussianos

Los métodos de *Simulación No Condicional Geoestadística* generan un conjunto de valores simulados con una *función de distribución de probabilidad* gaussiana, centrada y reducida $N(0,1)$. Para transformar estos datos en unidades reales,

Tabla III.1. Cálculos estadísticos básicos que se realizan como primer paso para la obtención del modelo simulado

Sea un conjunto de datos $\{x_i i = 1 \dots N\}$		
Número de datos	N	[72]
Histograma e histograma acumulado	$F(x_i), FA(x_i)$	[73]
Mínimo	$\min / \forall x_i, \min \leq x_i, i = 1 \dots N$	[74]
Cuartil inferior	Q_1	[75]
Mediana	M	[76]
Media	$m = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$	[77]
Cuartil superior	Q_3	[78]
Máximo	$\max / \forall x_i, \max \geq x_i, i = 1 \dots N$	[79]
Varianza	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - m)^2$	[80]
Desviación típica	$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - m)^2}$	[81]
Coefficiente de variación	$CV = \frac{\sigma}{m}$	[82]
Rango	$R = \max - \min$	[83]
Rango intercuartílico	$RI = Q_3 - Q_1$	[84]
Momento central M_r de orden $r = 3$	$M_3 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - m)^3$	[85]
Coefficiente de asimetría	$CA = \frac{M_3}{\sigma^3}$	[86]
Momento central M_r de orden $r = 4$	$M_4 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - m)^4$	[87]
Coefficiente de curtosis o de apuntamiento	$CC = \frac{M_4}{\sigma^4}$	[88]

conservando el mismo histograma que la variable regionalizada, se utiliza la denominada *función de anamorfosis* (Journel, 1974b; Marechal, 1975, 1978; Journel y Huijbregts, 1978; Chica Olmo, 1987):

$$G(y) \begin{array}{c} \xrightarrow{\phi(y)} \\ \xleftarrow{\phi^{-1}(z)} \end{array} F(z) \quad [89]$$

donde $G(y)$ es la función de distribución gaussiana $N(0,1)$, $F(z)$ es la función de distribución experimental, $\phi(y)$ es la función de anamorfosis directa, y $\phi^{-1}(z)$ es la función de anamorfosis inversa.

La función de distribución de probabilidad de los *datos reales* para el caso de variables geológicas y geofísicas suele ser en la mayoría de los casos desconocida debido a las razones que anteriormente se explicaron. Por ello, suele considerarse suficientemente representativo de tal función el histograma experimental (Journel, 1974b). Este histograma puede reflejar cualquier modelo de función de distribución de probabilidad, pero los algoritmos más usados en la Simulación No Condicional originan valores simulados con una función de distribución de probabilidad gaussiana, como consecuencia del Teorema del Límite Central (Marechal, 1975).

Para calcular los *valores gaussianos*, se parte del histograma acumulado pero sin agrupar los datos por clases, sino considerando los datos de manera individualizada. Se ordenan, normalmente en orden creciente, y se asigna a cada valor experimental z el valor de la función de distribución de probabilidad siguiente:

$$F(z) = P(Z \leq z) = \frac{n}{N+1} \quad [90]$$

donde $F(z)$ es la función de distribución de probabilidad experimental para el valor experimental z , n es la posición del dato z en la secuencia de valores ordenados, y N es el número total de valores experimentales.

Como se puede observar, los valores gaussianos obtenidos son independientes del valor numérico de los datos experimentales. En el caso de que nos encontremos varios valores repetidos a todos se les asigna la misma probabilidad gaussiana, e igual a la calculada para el elemento de mayor orden.

Seguidamente se calculan los valores gaussianos a partir de la función de Gauss inversa usando la aproximación racional dada por Abramowitz y Stegun (1964); si:

$$F(z_i) \leq 0.5 \Rightarrow y_i = G^{-1} \left[F(z_i) \right] \quad [91]$$

Pero si:

$$F(z_i) > 0.5 \Rightarrow F(z_i) = 1 - F(z_i) \quad [92]$$

y llamando a la siguiente raíz como término t :

$$t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{F(z_i)^2} \right]} \quad [93]$$

entonces:

$$y_i = G^{-1} \left[F(z_i) \right] = t - \frac{a_0 + a_1 t + a_2 t^2}{1 + b_0 + b_1 t + b_2 t^2 + b} \quad [94]$$

Siendo el valor de las constantes:

$$\begin{aligned} a_0 &= 2.515517 ; a_1 = 0.802853 ; a_2 = 0.010328 \\ b_1 &= 1.432788 ; b_2 = 0.189269 ; b_3 = 0.001308 \\ i &= 1 \dots N \end{aligned}$$

Una vez obtenida la correspondencia entre los valores experimentales z_i y sus valores gaussianos y_i respectivos, se puede *restituir* cualquier valor gaussiano a unidades reales mediante una interpolación lineal entre los valores superior e inferior inmediatos, de tal forma que si

$$y \in [y_i, y_{i+1}] \Rightarrow z \in [z_i, z_{i+1}] \quad [95]$$

y entonces:

$$z = z_i + \frac{z_{i+1} - z_i}{y_{i+1} - y_i} (y - y_i) \quad [96]$$

Esta transformación se conoce con el nombre de *Anamorfosis Directa*. Fuera del rango de valores experimentales no se conoce la función de anamorfosis por lo que es necesario modelizarla teóricamente. Para ello se sigue el método denominado *Modelización Gaussiana de las Colas de Distribución* de Pardo-Igúzquiza (1989). En este método se considera que cuando la función de distribución de probabilidad de una función aleatoria $Z(x)$ es gaussiana, la función de anamorfosis es una recta de pendiente igual a la desviación típica y cuya intersección con el eje de ordenadas es igual a la media, es decir:

$$z = \sigma y + m \quad [97]$$

Teniendo en cuenta que la probabilidad determinada por la función de distribución de probabilidad gaussiana por debajo y por encima de los valores -4 y 4 es:

$$P(y < -4) = P(y > 4) = 3.20 \times 10^{-5} \quad [98]$$

suficientemente pequeña, entonces pueden tomarse como valores extremos:

$$z_{\min} = -4\sigma + m \quad [99]$$

$$z_{\max} = 4\sigma + m \quad [100]$$

La construcción de las rectas de cola se lleva a cabo, para el trazado del tramo izquierdo, uniendo los puntos:

$$(-4, z_{\min}) \text{ y } (y_1, z_1)$$

siendo -4 el mínimo gaussiano teórico, z_{min} el mínimo teórico, y_1 el mínimo gaussiano y z_1 el mínimo experimental; en segundo lugar, para trazar el tramo derecho, se unen los puntos:

$$(4, z_{m\acute{a}x}) \text{ y } (y_n, z_n)$$

siendo 4 el máximo gaussiano teórico, $z_{m\acute{a}x}$ el máximo teórico, y_n el máximo gaussiano y z_n el máximo experimental. Con este método se evita cualquier tipo de densidades artificiales en las colas.

III.1.5. Simulación No Condicional

Dentro de la teoría de procesos estocásticos podemos encontrar diferentes métodos probabilísticos de simulación unidimensional de procesos que posean una función covarianza $C(h)$, o lo que es igual una función variograma $\gamma(h)$, determinada.

Estos métodos se pueden englobar dentro de dos tipos fundamentales, los métodos en el dominio del espacio o tiempo y los métodos en el dominio de la frecuencia, también conocidos como métodos espectrales.

En esta Memoria de Tesis Doctoral se ha utilizado el programa SICON1D (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 1992) para realizar los cálculos de la simulación condicional que implementa el método propuesto por Shinozuka y Jan (1972). Se trata de una técnica en el dominio de la frecuencia donde la función de densidad espectral viene determinada por la transformada de Fourier de la función covarianza.

En el caso de funciones aleatorias estacionarias, esta *función de densidad espectral* representa la repartición de la varianza en función de la frecuencia. El generador de los valores simulados viene expresado como:

$$z_s(x) = 2 \sum_{i=1}^N [S(\omega)\Delta\omega]^{\frac{1}{2}} \cos(\omega_i x + \phi_i) \quad [101]$$

donde $z_s(x)$ es el valor simulado en el punto x , $S(\omega)$ es la función de densidad espectral, ω es la frecuencia, i es el orden del armónico, N es el número de armónicos usados, $\Delta\omega$ es la frecuencia discretizada, ω_i es la frecuencia a la que se añade una pequeña frecuencia aleatoria para evitar periodicidades, y ϕ_i son ángulos aleatorios independientes uniformemente distribuidos entre 0 y 2π .

Las fórmulas usuales de la expresión de $S(\omega)$ para los modelos más utilizados en la práctica geoestadística (Pardo-Igúzquiza, *et al.*, 1992) se detallan en la tabla III.2.

III.1.6. Condicionamiento de la simulación a los valores experimentales

La cantidad de posibles simulaciones de una función aleatoria $Z(x)$ que cumplan la condición de ser isomorfas a la realización experimental, entendiéndose por ello que tienen iguales valores de media, varianza e igual función variograma, es infinita.

El proceso de condicionamiento de la simulación permite escoger entre todas las realizaciones posibles de la simulación aquellas que incorporan los puntos

Tabla III.2. Fórmulas usuales de la expresión de $S(\omega)$ para los modelos más utilizados en la práctica geoestadística (a partir de Pardo-Igúzquiza, et al., 1992)

Esférico	$\frac{3}{2\pi} \frac{\sigma^2}{a\omega^3} \left(\text{sen}(a\omega) + \frac{1}{a\omega} (\text{cos}(a\omega) - 1) \right)$	[102]
Exponencial	$\frac{\sigma^2}{\pi} \frac{1}{(a^{-1} + a\omega^2)}$	[103]
Gausiano	$\frac{\sigma^2 a}{2\sqrt{\pi}} \exp\left(-\left(\frac{a\omega}{2}\right)^2\right)$	[104]
Triangular	$\frac{\sigma^2}{\pi a\omega^2} (1 - \text{cos}(a\omega))$	[105]
Hole I	$\frac{\sigma^2}{\pi} \frac{1}{\left(\frac{1}{a} + a\omega^2\right)} (1 - \text{cos}(2\arctan(a\omega)))$	[106]
Hole II	$\frac{\sigma^2}{2\pi} + \left(\frac{1}{\left(\frac{1}{a} + a(\omega + \beta)^2\right)} + \frac{1}{\left(\frac{1}{a} + a(\omega - \beta)^2\right)} \right)$	[107]

σ^2 es la varianza
 a es el alcance
 β es el parámetro de periodicidad

experimentales. Para ello, partiendo de la Simulación No Condicional, se efectúan una serie de operaciones para lograr que el valor simulado coincida con el valor del punto experimental. Esto se logra a través de la técnica denominada *krigeaje* (Matheron, 1970; Journel y Huijbregts, 1978):

$$y_{sc}(x) = y_s(x) + [y_k^*(x) - y_{sk}^*(x)] \quad [108]$$

$$y_{sc}(x) = y_s(x) + \sum_{i=1}^N \lambda_i [y(x_i) - y_s(x_i)] \quad [109]$$

donde $y_{sc}(x)$ es el dato gaussiano simulado condicionalmente, $y_s(x)$ es el dato gaussiano simulado no condicionalmente, $y(x)$ es el dato experimental normalizado, $y_k^*(x)$ es el valor estimado por krigeaje a partir del dato $y(x)$, $y_{sk}^*(x)$ es el valor estimado por krigeaje a partir del dato $y_s(x)$, λ_i son los pesos ponderados del sistema de krigeaje y N es el número de puntos cercanos a considerar en el krigeaje.

Un desarrollo más detallado de este método y sus fundamentos aparece en los anexos I y II. En el primero se explican los conceptos de las varianzas de dispersión y extensión y como consecuencia el concepto de regularización de las variables

regionalizadas, aspectos que son importantes de cara a plantear el método del krigeaje. En el anexo II se desarrolla propiamente el método del krigeaje ordinario, tratando de que sea lo más comprensible posible.

III.1.7. Restitución del histograma experimental por Anamorfosis Gaussiana Directa

Una vez que tenemos los valores gaussianos condicionados es posible calcular las unidades reales a las que corresponden dichos valores gaussianos mediante el proceso de cálculo de la Anamorfosis Gaussiana Directa, comentado anteriormente.

III.1.8. Validación numérica del modelo simulado

Finalmente se comprueba que los datos simulados satisfacen las hipótesis geoestadísticas que se consideraron en su cálculo. Para ello se estudian los datos estadísticos fundamentales, el histograma y el variograma tanto de los valores experimentales como de los valores simulados y se comparan.

Además es conveniente comprobar que los datos de la Simulación No Condicional son una realización de una función aleatoria gaussiana con un variograma determinado.

III.2. El Método de los Paquetes de Energía para la simulación de la disipación energética de una serie sísmica

III.2.1. Estudio de la evolución espacial, temporal y energética de la actividad sísmica

Uno de los campos en los que los geofísicos han trabajado a lo largo de bastantes años es el estudio de la evolución espacial, temporal y energética de la actividad sísmica. Se han realizado multitud de trabajos que pueden ser catalogados dentro de dos categorías distintas pero a la vez complementarias.

En un primer sentido, se pueden estudiar los fenómenos geológicos, físicos, geofísicos y geoquímicos que acontecen antes, durante y después de la ocurrencia de los terremotos. Todos estos trabajos pueden incluirse dentro de los métodos denominados como *métodos deterministas*. En este sentido se han realizado y/o medido:

- 1) medidas de cambios en las concentraciones de gases, como dióxido de carbono (CO₂), hidrógeno (H₂), y radón (Rn²²²) cerca de las áreas de fracturación (King, 1978, 1986a; Irwin y Barnes, 1980; Shapiro *et al.*, 1982; Allegri *et al.*, 1983; Sugisaki *et al.*, 1983; Sultankhodzhayev, 1984; Sano *et al.*, 1986; Sugisaki y Sugiura, 1986; Teng y Sun, 1986; Thomas *et al.*, 1986; Sugisaki, 1987; Wakita, Sano y Mizoue, 1987; Wakita *et al.*, 1988; Wakita *et al.*, 1989; Wakita *et al.*, 1991; Nagamine y Sugisaki, 1991; Heinicke *et al.*, 1992, 1995; Igarashi *et al.*, 1993; Virk y Singh, 1994);
- 2) investigaciones sobre las ondas de radiofrecuencia que aparecían durante los terremotos (Gokhberg *et al.*, 1981; Larkina *et al.*, 1989; Parrot y Mogilevsky, 1989);
- 3) estudios sobre variaciones en el parámetro *b* (Smith, 1981, 1986; Christensen y Olami, 1992);
- 4) medidas del campo magnético durante la ocurrencia de terremotos (Rikitake, 1976; Gokhberg *et al.*, 1982; Oike y Ogawa, 1982; Johnston, 1989; Draganov *et al.*, 1991; Molchanov *et al.*, 1992; Fraser-Smith *et al.*, 1990, 1994);
- 5) estudios sobre modelos teóricos de fallas (Bonafede *et al.*, 1983; Li y Rice, 1983; Segall y Pollard, 1983; Aki, 1984; Deng y Peizhen, 1984; Stierman, 1984; Rudnicki, 1984; Tse y Rice, 1986; Rudnicki y Hsu, 1988; Rudnicki y Chen, 1988; Gao, 1989; Horowitz y Ruina, 1989; Lorenzetti y Tullis, 1989; Carlson, 1991; Yamashita y Ohnaka, 1991; Ben-Zion y Rice, 1993; Harris, 1993; Rice, 1993; Yamashita, 1993; Pepke y Carlson, 1994, Rhoades *et al.*, 1994);
- 6) experimentos en laboratorio con rocas para medir la variación de anelasticidad bajo diversas condiciones (Melosh y Raefsky, 1983; Jackson, 1984), simular el comportamiento de las fallas (King, 1986b), comprobar su comportamiento friccional (Weeks y Tullis, 1985; Blanpied *et al.*, 1987; Hirata, 1987; Wang y Scholz, 1994), comprobar los cambios del potencial eléctrico debidos al efecto piezoeléctrico inducido a partir de la cizalla directa bajo esfuerzo normal (Yoshida *et al.*, 1997), o comprobar las señales eléctricas transitorias previas a

- la fractura de la roca sometida a compresión uniaxial (Hadjicontis y Mavromatou, 1994);
- 7) estudios detallados en regiones concretas (Habermann, 1984; Sanders y Kanamori, 1984; Sykes y Nishenko, 1984; Bakun y Lindh, 1985; Wyss, 1990; Ward y Goes, 1993; Anderson et al., 1994; Papadimitriou y Papazachos, 1994; Roeloffs y Langbein, 1994);
 - 8) anomalías geodésicas (Reilinger, 1984; Savage *et al.*, 1987; Lisowski *et al.*, 1990; Zebker *et al.*, 1994);
 - 9) investigaciones sobre variaciones del campo eléctrico (Varotsos y Alexopoulos, 1984a, 1984b, 1987; Tate y Daily, 1989; Varotsos y Lazaridou, 1991; Madden, LaTorraca y Park, 1993);
 - 10) medidas del campo gravitatorio (Wei *et al.*, 1985; Goodkind, 1986);
 - 11) cambios en la composición química en aguas minerales de manantiales (Koizumi *et al.*, 1985) y en fluidos subterráneos cerca de algunas fallas activas (Huixin y Zuhuang, 1986);
 - 12) variaciones de los tiempos de viaje de las ondas sísmicas (Liu *et al.*, 1985; Hurokawa, 1989; Maxwell y Young, 1993; Le Ravalec *et al.*, 1996);
 - 13) cambios en los flujos de aguas subterráneas debidos a terremotos (Segall, 1985; Kawabe *et al.*, 1988);
 - 14) variaciones espacio-temporales en la atenuación de la coda Q^{-1} (Novelo-Casanova *et al.*, 1985; Jin y Aki, 1986, 1989; Ohtake, 1987; Sato, 1986, 1987; Hiramatsu *et al.*, 1992);
 - 15) estudios sobre modelos sintéticos (Rundle y Kanamori, 1987; Ward, 1991, 1992; Nielsen *et al.*, 1992; Bufe y Varnes, 1993);
 - 16) variaciones en la escisión de ondas de cizalla (Peacock *et al.*, 1988; Aster, *et al.*, 1990; Booth *et al.*, 1990; Savage *et al.*, 1990; Crampin *et al.*, 1990; Douma y Crampin, 1990);
 - 17) cambios en los niveles de las aguas subterráneas (Roeloffs *et al.*, 1989; Igarashi y Wakita, 1991; Igarashi *et al.*, 1992; Matsumoto, 1992; Koizumi, 1993);
 - 18) medidas de esfuerzo en el campo cercano a la fuente sísmica antes y después de un terremoto (Thatcher y Fujita, 1984; Reilinger, 1985; Johnston y Borchardt, 1986; Johnston *et al.*, 1990; Langbein *et al.*, 1990; Sanders, 1990; Takemoto, 1991);
 - 19) campos de presión del nivel del mar anómalos durante un terremoto (Namias, 1988, 1989);
 - 20) seguimiento de los cambios de resistividad previos a los terremotos (Park, 1991);

21) estudios del esfuerzo y la deformación cosísmica y postsísmica (Savage *et al.*, 1993; Ma y Kuszniir, 1995; Murray *et al.*, 1996).

Por otra parte, si consideramos que el terremoto es el resultado de procesos dinámicos no lineales muy complicados (Feng *et al.*, 1997), la complejidad de las relaciones causa-efecto que dan lugar a la secuencia sísmica (Posadas *et al.*, 1993a, b) y los problemas que se derivan de la ausencia de información sobre las causas específicas que generan las series sísmicas (Kagan, 1992), es posible encarar el estudio del comportamiento de una serie sísmica usando *métodos estocásticos* (Torcal *et al.*, 1996).

Y como Kagan y Jackson (1996) afirman, "puesto que no hay una teoría global sobre la ocurrencia de terremotos, las técnicas de predicción deben ser validadas estadísticamente". Los trabajos realizados a partir de métodos estocásticos son también numerosos y entre ellos, podemos recordar (en orden alfabético) los de Agnew y Jones (1991), Aki (1981, 1989), Bottari *et al.*, (1992), Brillinger (1982), Cao y Aki (1983), Cox y Lewis (1966), De Miguel (1976, 1980), Ebel (1984), Geller (1991), Godano *et al.*, (1993), Hong y Guo (1995), Jones (1994), Kagan (1990, 1993), Kagan y Jackson (1994), Kagan y Knopoff (1977, 1978, 1987), Karakaisis (1993, 1994), Keilis-Borok *et al.* (1988), Keilis-Borok y Kossobokov (1990a y b), Keilis-Borok y Rotwain (1990), Maeda (1996), Molchan *et al.* (1990), Molchan y Kagan (1992), Mulargia (1992), Ogata (1988), Ogata y Katsura (1993), Ogata *et al.*, (1996), Rundle (1993), Udías y Rice (1975), Utsu (1969), Veneciano y Van Dick (1987), Vere-Jones (1978, 1992), Vere-Jones y Ozaki (1982); Wallace *et al.*, (1984); Yin y Ranalli (1995), entre otros.

Todas las referencias anteriores permiten obtener una somera visión sobre la evolución histórica de los estudios realizados para abarcar y comprender la evolución de la actividad sísmica. Como se puede comprobar, los métodos deterministas han intentado profundizar en múltiples, variados y normalmente complejos campos, y los métodos estocásticos tienen su razón de ser justamente debido a la complejidad de los fenómenos sísmicos y a las dificultades inherentes al estudio de sus causas.

Las series sísmicas pueden ser consideradas como secuencias estocásticas de conjuntos de tiempo no estacionarios correlacionados. Los métodos estocásticos permiten ser usados con los datos de las series sísmicas, independientemente de su génesis y origen.

III.2.2. Ajuste de la actividad sísmica a un modelo matemático

En el estudio de las series sísmicas por medio de métodos estocásticos se ha considerado a la secuencia de la magnitud de los terremotos en el tiempo como un problema de series temporales (Feng *et al.*, 1997). En este sentido se ha tratado de asociar el comportamiento de una serie sísmica con distribuciones estadísticas conocidas, y así poder realizar un análisis del riesgo sísmico. Muchos autores entendieron este comportamiento con un proceso de Poisson estacionario (p. ej., Cornell, 1968; Der Kiureghian y Ang, 1977; De Miguel, 1980) dada su simplicidad y facilidad de aplicación (Hong y Guo, 1995). Esta hipótesis es interesante debido a la estacionariedad e independencia de este proceso, lo que significa que el comportamiento sísmico de una región en el futuro sería similar al que hubiera tenido

en el pasado (De Miguel, 1980). No obstante, la veracidad de la anterior hipótesis está frecuentemente restringida al intervalo de tiempo en el que se tuviera una distribución exponencial en la secuencia de las magnitudes y que al mismo tiempo la cantidad de terremotos presentara una distribución de Poisson. Como consecuencia, las agrupaciones de terremotos (en inglés, *earthquake clusters*), según De Miguel (1980), causan una inhomogeneidad en las series ya que afectan de forma considerable a la estacionariedad de los intervalos temporales; por ello, esta hipótesis no se puede aplicar a los intervalos temporales, pero sí a la cantidad de eventos de series temporales de terremotos. De Miguel (1976) afirma que no todos los catálogos siguen un proceso de Poisson, proponiendo como causas más probables para explicar este hecho el uso indiscriminado de terremotos con diferentes características en energía y que el proceso de generación de los terremotos es bastante complejo.

Se han utilizado funciones de distribución de diversos tipos para ajustar la secuencia de magnitudes de las series sísmicas, como exponencial (De Miguel, 1980), Weibull (De Miguel, 1980; Hong y Guo, 1995), gamma (Kagan, 1991), etc.

III.2.3. Los paquetes de energía

Como se ha expuesto en las líneas anteriores, son numerosos los intentos para modelizar la magnitud de una serie sísmica mediante ajustes a funciones de distribución de probabilidad de muy diversos tipos. Los resultados obtenidos no han permitido explicar de manera completa y convincente las variaciones temporales de la magnitud de las series sísmicas, incluso una vez ocurridas. Esto permite abundar en la afirmación de que la ocurrencia de los terremotos no sigue una ley simple, y que no es correcto considerar cada terremoto como un evento independiente de los demás. De hecho, existe una estructura en la ocurrencia de los terremotos de una serie sísmica que se pone en evidencia mediante la función variograma (ver apartados II.1 y II.5.5). En este sentido Kagan y Knopoff (1981) y Kagan (1982, 1991, 1992) exponen que la división usual de secuencias de terremotos en terremotos individuales, base de la recopilación de catálogos sísmicos y de los estudios de distribución del tamaño de los terremotos, puede ser arbitraria. La identificación de sacudidas individuales en procesos de ruptura complejos no es sencilla. Además, estudios detallados de terremotos que inicialmente parecen ser eventos simples, generalmente revelan su compleja estructura con múltiples sacudidas (Kagan, 1991).

Kagan (1991) propuso que se considerara una secuencia completa de terremotos como un único proceso, sin dividirlo entre premonitores, terremoto o terremotos principales y réplicas. Afirma que deben formalizarse las reglas para la identificación de sacudidas dependientes y *añadir su momento sísmico al momento de la sacudida principal*.

La propuesta de Kagan apunta hacia el hecho de que la liberación de energía en una zona sismogénica de características de fallamiento muy concretas y específicas debería ser de valores semejantes cada vez que la actividad sísmica se manifiesta. No obstante, la complejidad del proceso de ruptura lleva a que esta liberación de energía quede reflejada cada vez de forma diferente, esto es, con una secuencia de terremotos y microterremotos distinta. En el análisis efectuado en esta Memoria de Tesis Doctoral se ha comprobado con distintas series sísmicas (ver el ejemplo de la figura III.1) que la suma de la energía liberada por el conjunto de los terremotos que preceden a un terremoto principal, entendiéndose como tal aquel cuya magnitud supera

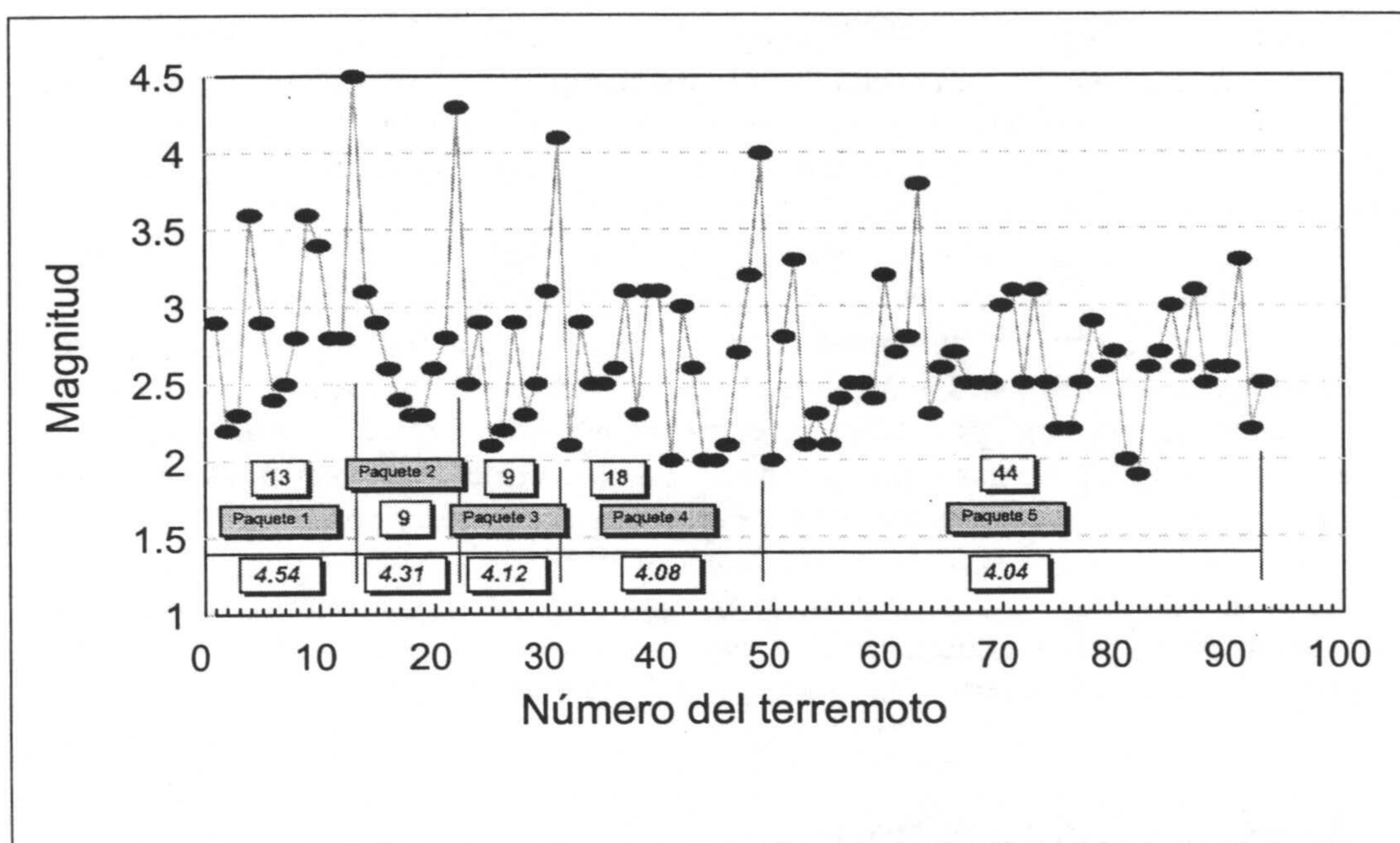


Figura III.1. Paquetes de energía definidos en una serie sísmica (serie del Mar de Alborán, 1997) por cada uno de los terremotos de magnitud igual a 4.0 (magnitud umbral considerada en este caso), números 13, 22, 31 y 49, y el grupo de terremotos menores anteriores a los mismos. Para cada paquete se especifica la cantidad de terremotos que lo componen (número superior) y la energía de todo el paquete expresada como magnitud del terremoto que liberara una energía equivalente (número inferior en cursiva).

una magnitud umbral y bajo la cual se encuentran la mayor parte de las magnitudes de los demás terremotos, y el propio terremoto principal, es aproximadamente constante. Este resultado sugiere que tal cantidad de energía reciba un nombre específico y se ha optado por la expresión "paquete de energía". En este sentido, teniendo en cuenta todas las razones apuntadas anteriormente, se consideraría una *serie sísmica* como un conjunto de paquetes de energía, que responden a un proceso de ruptura complejo.

La figura III.2 presenta de forma esquemática el proceso de evolución dinámica de una zona sismogénica. Comienza la activación de la zona sismogénica en el momento que actúan esfuerzos tectónicos que producen como consecuencia una deformación. Si la intensidad y duración de los esfuerzos sobrepasa el límite de rotura del material afectado, llega un momento en el que éste rompe y como consecuencia se produce un movimiento relativo entre los bloques de falla y la liberación de una cierta cantidad de energía, la mayor parte de la cual lo hace en forma de energía sísmica (otra cantidad mucho más pequeña se libera como energía calórica). Es esta energía sísmica lo que se ha denominado *paquete de energía*, que se puede liberar en forma de un terremoto o como es más común en forma de varios terremotos. En caso de que los esfuerzos cesen se desactiva la zona sismogénica, quedando como resultado la falla y los bloques de la misma desplazados una cierta distancia. Pero durante el desarrollo de una serie sísmica, se suelen producir varios paquetes de energía, es decir, el proceso retorna al segundo paso al no cesar la actuación de los esfuerzos tectónicos. Se acumula energía y se vuelve a producir desplazamiento de los bloques. En las series tectónicas del sureste español, es común que el primer paquete tenga una energía ligeramente superior a la de los paquetes que le siguen. Este hecho podría

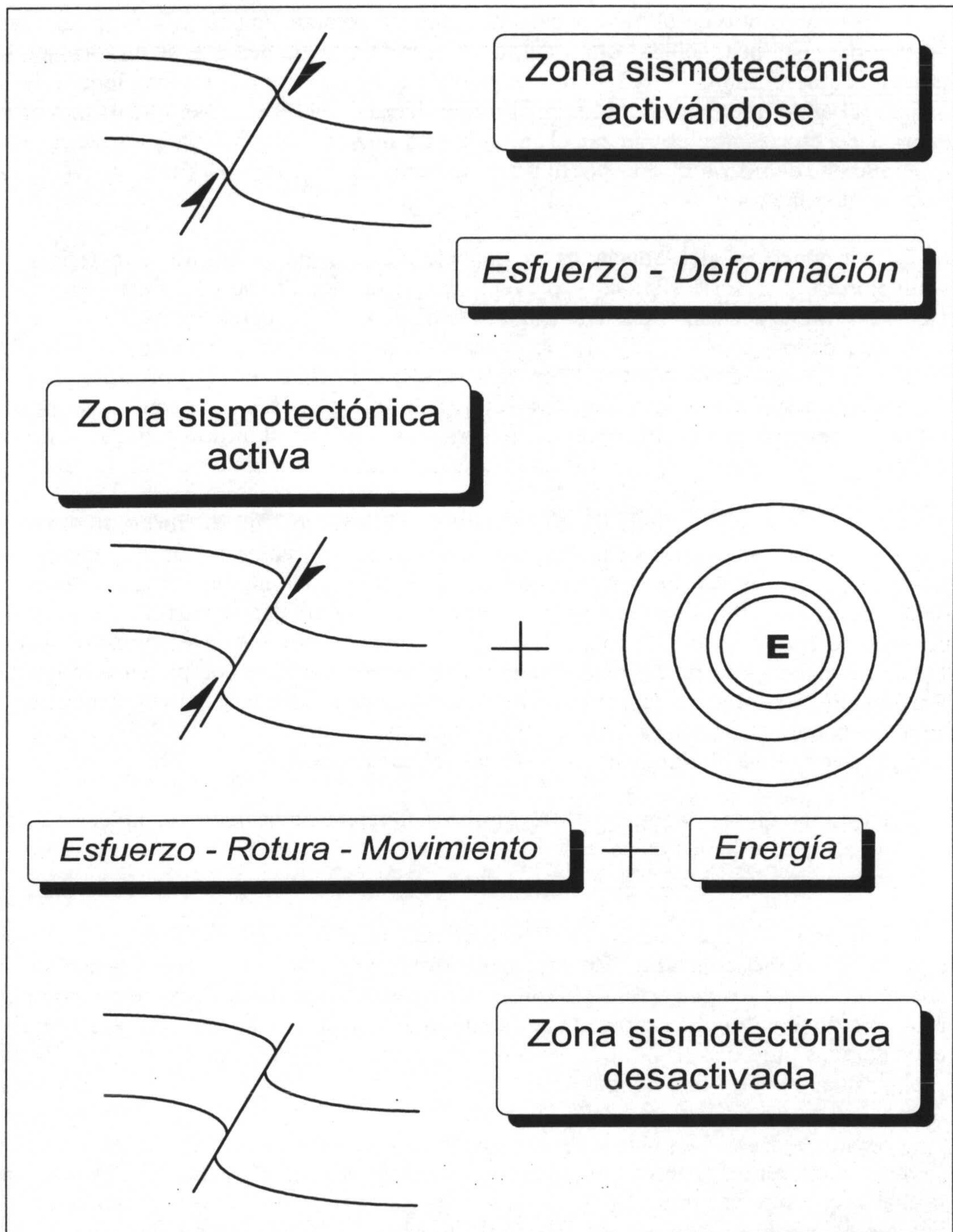


Figura III.2. Representación esquemática del funcionamiento de una zona sismogénica. En un primer momento la actuación de esfuerzos tectónicos produce deformación. En segundo lugar, los esfuerzos siguen actuando, se acumula energía, la deformación se acentúa hasta que el material alcanza su límite de resistencia a la deformación y rompe, produciéndose como consecuencia el movimiento de la falla y la liberación de energía, en su mayor parte en forma de energía sísmica. Esta energía es lo que se ha denominado "paquete de energía" y puede liberarse como un solo terremoto o como más comúnmente ocurre como un conjunto de terremotos. En tercer lugar, una vez liberada la energía acumulada y si los esfuerzos cesan se desactiva la zona sismogénica, quedando los bloques de falla desplazados respecto a su posición inicial. En caso de que actuaran de nuevo los esfuerzos tectónicos el proceso volvería al segundo paso.

explicarse como que en el primer paso del proceso se debe acumular mayor cantidad de energía hasta producir la rotura del terreno, la falla. Una vez que se ha formado la falla se requiere una cantidad menor de energía para que se muevan los bloques de la misma (al igual que, por ejemplo, en el movimiento de un objeto siempre es mayor la energía necesaria para comenzar el movimiento que la requerida para conservar ese movimiento, debido a que el coeficiente de rozamiento estático es mayor que el de rozamiento dinámico).

La introducción del concepto de paquete de energía permitirá caracterizar la evolución de una serie sísmica y prever, en cierta medida, su comportamiento. En efecto, si en una serie sísmica determinada se dispone de los datos producidos hasta un momento dado, se puede calcular la energía de los paquetes que se hayan definido. Considerando que estos valores de energía ya son indicativos de la evolución que esté teniendo la serie sísmica, y con los valores de energía de cada paquete, se puede estimar la energía que podría tener de manera más probable el último paquete. En caso de que queden algunos terremotos cuya energía total no complete la energía supuesta de ese paquete, se puede calcular la energía que falta por disiparse para completar el mismo. Para saber si la energía que queda por liberar lo hará en forma de un solo terremoto o de varios más pequeños hay que analizar la evolución de la magnitud de los terremotos que siguen a uno principal. Si ésta evoluciona en forma decreciente, deben ocurrir un número mayor de terremotos que complete la energía del paquete correspondiente. De igual forma, si la magnitud de los terremotos evoluciona en forma creciente, deben ocurrir un menor número de terremotos que completen el paquete. Por lo tanto, teniendo en cuenta estos procesos, se puede estimar cómo evolucionará la serie y calcular la energía que queda por disiparse para completar el paquete de energía que se esté liberando en un momento determinado.

La estimación de la energía del último paquete que se debe completar puede hacerse de las siguientes maneras:

- Primer caso.- La energía de los paquetes anteriores se mantiene en un valor aproximadamente constante. En este caso se sugiere calcular el valor medio de la energía de todos los paquetes definidos y tomar este valor como valor de energía más probable. Este valor se completa calculando la desviación típica de todas las energías consideradas, que definirá el intervalo de confianza en el que puede variar con mayor probabilidad el valor real del paquete de energía.

- Segundo caso.- La energía de los paquetes anteriores experimenta una variación ya sea crecimiento o decrecimiento. En este caso se sugiere calcular el valor más probable que siga esa misma tendencia. Este proceso se puede hacer representando los valores de energía obtenidos y tratando de ajustar una curva determinada (figura III.3 y tabla III.3), mediante alguno de los métodos de regresión no lineal, que permitirá calcular el siguiente valor más probable con un intervalo de confianza definido por los propios errores del ajuste. O bien, establecer un rango de posibles valores cercanos que sigan aproximadamente la evolución de los valores de los paquetes anteriores.

III.2.4. Cálculo de la energía sísmica liberada

Para calcular la energía disipada en cada paquete conviene tener en cuenta una serie de aspectos importantes. La medida del tamaño de los terremotos es una

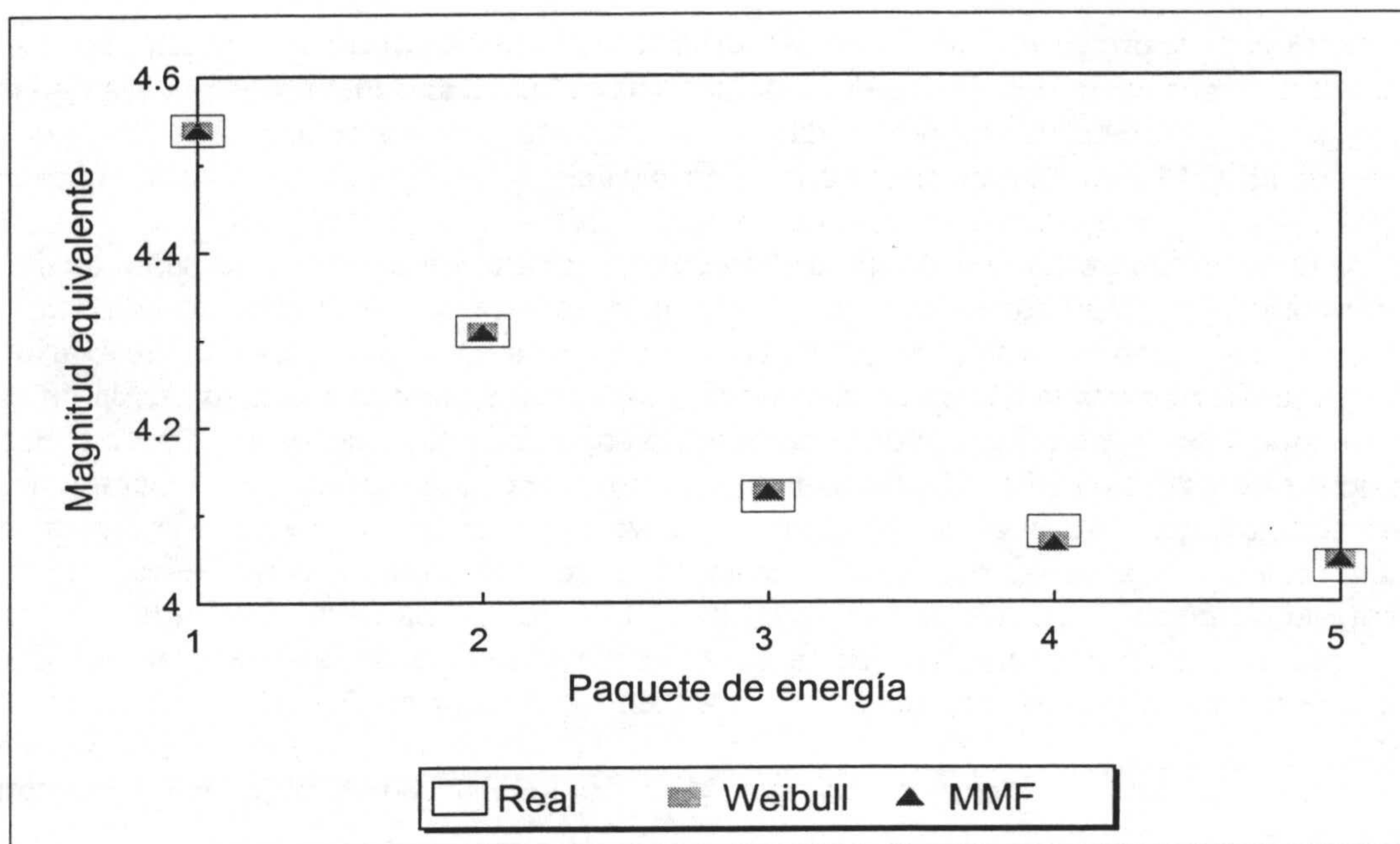


Figura III.3. Valores reales y calculados mediante ajuste no lineal de la energía de cada uno de los paquetes energéticos definidos en una serie sísmica (serie del Mar de Alborán, 1997) expresada como magnitud del terremoto que liberara una energía equivalente. Los ajustes se han realizado usando los modelos de Weibull y MMF. Ambos ajustes son prácticamente coincidentes y sus parámetros y funciones se pueden encontrar en la tabla III.3.

cuestión difícil de cuantificar. Normalmente se usa la magnitud como parámetro que permite comparar terremotos de diversos tamaños. Este parámetro debe estar correctamente establecido para una zona determinada, como es el caso del sur de España (De Miguel *et al.*, 1988). El dato que comúnmente suministran las redes

Tabla III.3. Parámetros del ajuste no lineal de los valores de paquetes de energía

	Modelo Weibull	Modelo MMF
Función	$y = a - be^{-cx^d}$	$y = \frac{ab+cx^d}{b+x^d}$
Coficiente <i>a</i>	4.54	4.03
Coficiente <i>b</i>	0.51	0.06
Coficiente <i>c</i>	7.64	4.57
Coficiente <i>d</i>	-3.26	-4.02
Coficiente de correlación	1	1
Error estándar	0.02	0.02
Error absoluto	< 0.0119	< 0.0130

sísmicas para expresar el tamaño de los terremotos es la magnitud, ya sea basada en la duración de sus registros, M_D , calculada a partir de datos suministrados por las ondas internas, m_b , o bien a partir de los datos suministrados por los registros de las ondas superficiales, M_s , como ejemplos de tipos más usuales.

Aunque la magnitud es un parámetro que permite comparar el tamaño de los terremotos y también expresa en cierto modo la energía que se libera, no es posible actuar directamente con ella para, por ejemplo, sumar las energías de varios terremotos y obtener la energía equivalente a todos ellos, debido a que su escala no es lineal sino logarítmica. Para poder realizar estas operaciones es necesario convertir las magnitudes a energías. Posteriormente, una vez realizadas las operaciones correspondientes, se realiza el proceso inverso para convertir las energías a magnitudes. Así pues, se puede calcular la suma de la energía de varios terremotos y expresarla después en forma de magnitud, lo que indicaría la magnitud de un terremoto cuya energía liberada fuera equivalente a la suma de las energías de todos los terremotos considerados, que se referirá como *magnitud equivalente*. Para que este proceso sea posible es necesario convertir la magnitud a energía, expresada normalmente como el momento sísmico M_0 relajado. Esta conversión se realiza con una expresión de la forma:

$$\log M_0 = cM + d \quad [110]$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar expresado en Newton metros (N·m); M es la magnitud del terremoto; c es un coeficiente en la relación entre la magnitud y el momento sísmico escalar; y d es una constante.

Tal como afirma Kagan (1991), los valores usados con mayor frecuencia son los proporcionados por Kanamori (1977), $c = 1.5$ y $d = 9.1$. Estos mismos valores son los utilizados por Varnes y Bufe (1996). Por ser los más comúnmente aceptados y utilizados entre la comunidad científica, también serán los que se utilicen en este estudio.

Tanto la expresión [110] como los valores de los parámetros implicados en ella son producto del ajuste mediante regresión de multitud de datos sísmicos de todo el mundo (Kanamori y Anderson, 1975; Kanamori 1977; Ekström y Dziewonski, 1988).

En este estudio se utilizará la expresión:

$$\log M_0 = 1.5M_D + 9.1 \quad [111]$$

siendo M_0 el momento sísmico escalar expresado en Newton metros (N·m); y M_D la magnitud en función de la duración (De Miguel *et al.*, 1988) del terremoto.

A partir de esta fórmula [111] es fácil deducir las equivalencias entre magnitud y momento sísmico y viceversa:

$$M_0 = 10^{(1.5M_D+9.1)} \quad [112]$$

$$M_D = \frac{\log M_0 - 9.1}{1.5} \quad [113]$$

III.3. El método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable

III.3.1. Introducción

Tal como se hizo en el apartado anterior, se considerará que las series sísmicas no son simplemente una sucesión de terremotos de carácter aparentemente caótico. Más bien, teniendo en cuenta los mismos razonamientos que se indican en el apartado III.2.3, consideramos que una serie sísmica está compuesta de terremotos que en su conjunto liberan una cantidad determinada de energía, los paquetes de energía que se definieron anteriormente. Por esta razón, cuando se requiere definir el intervalo temporal en el que más probablemente acontecerá el próximo evento sísmico, hay que considerar que la liberación de energía puede tener lugar en forma de un solo terremoto o bien en forma de varios terremotos menores cuya energía total será la necesaria para completar el paquete energético. Esto depende del comportamiento de cada serie sísmica, por lo que en cada caso hay que analizar su evolución.

Por todo esto, cuando se calcule el intervalo temporal hasta el próximo terremoto más probable, se puede entender como el intervalo temporal en el que se liberará una cantidad de energía, ya sea en forma de un solo terremoto, ya sea en forma de varios terremotos de menor magnitud.

Es importante recordar que hay que partir del conocimiento de algunos datos de la serie sísmica a partir de los cuales se podrá inferir el comportamiento de la misma en un futuro más o menos próximo. Tanto la cantidad de datos que conviene conocer como el período en el que se podrá calcular por adelantado el tiempo de ocurrencia del próximo o próximos terremotos más probables, dependen de la propia evolución de la serie sísmica. No hay valores prefijados de estos parámetros, ya que será la propia estructura de los datos en un momento dado, al igual que se vio en el cálculo de la magnitud, la que determine estos parámetros.

III.3.2. El método de Varnes y Bufe

Varnes y Bufe (1996) proponen un método estocástico de carácter empírico para determinar el tiempo de ocurrencia del próximo terremoto más probable dentro de una serie sísmica. En esta Memoria de Tesis Doctoral se propone una variación de dicha técnica que consiste en extender el concepto de energía liberada en un terremoto al de todos los que constituyen un paquete de energía.

De este modo el valor temporal obtenido se interpreta como el tiempo máximo en el que tiene que desarrollarse la disipación energética calculada según la Simulación Condicional Geoestadística de la serie sísmica (apartado III.1) y la técnica del cálculo de la disipación de energía de la serie sísmica mediante paquetes de energía (apartado III.2). Por esta razón, dentro de un período de tiempo así determinado pueden ocurrir varios terremotos, pero la energía total será equivalente a la que quede por completar dentro del paquete que se esté considerando.

La técnica propuesta por Varnes y Bufe (1996) presupone el conocimiento de los datos ocurridos hasta cierto momento en una serie sísmica. Estos autores demuestran que la evolución temporal del valor acumulado de la energía liberada, medida como

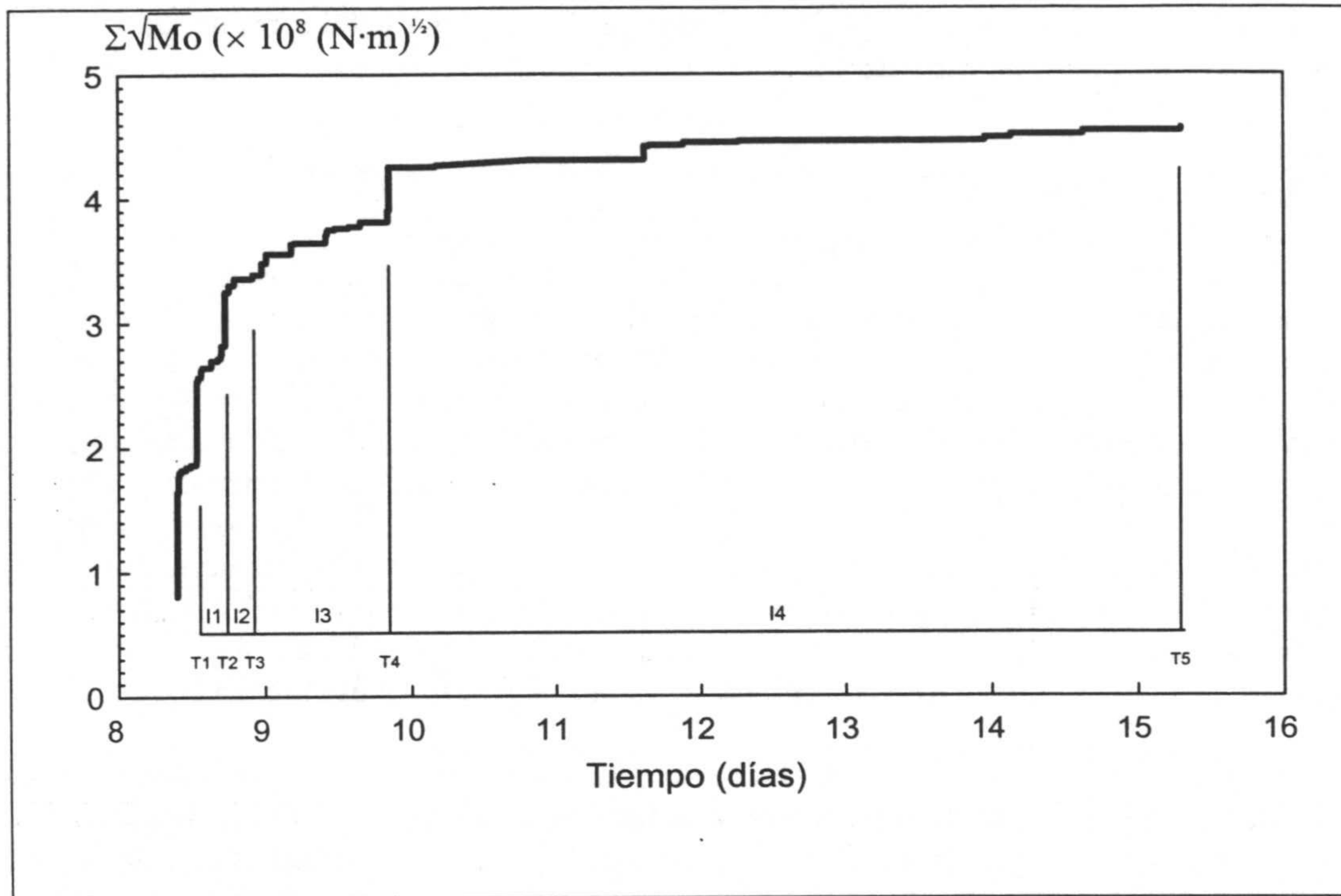


Figura III.4. Crecimiento de la cantidad acumulada a lo largo del tiempo de $\Sigma\sqrt{M_0}$ para los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998). El día 8 corresponde al día 2 de Julio de 1997, y el día 15 al 9 de Julio de 1997. Se señalan los tiempos T_1 a T_5 que marcan los crecimientos más bruscos y dividen la secuencia en cuatro intervalos principales, I_1 a I_4 .

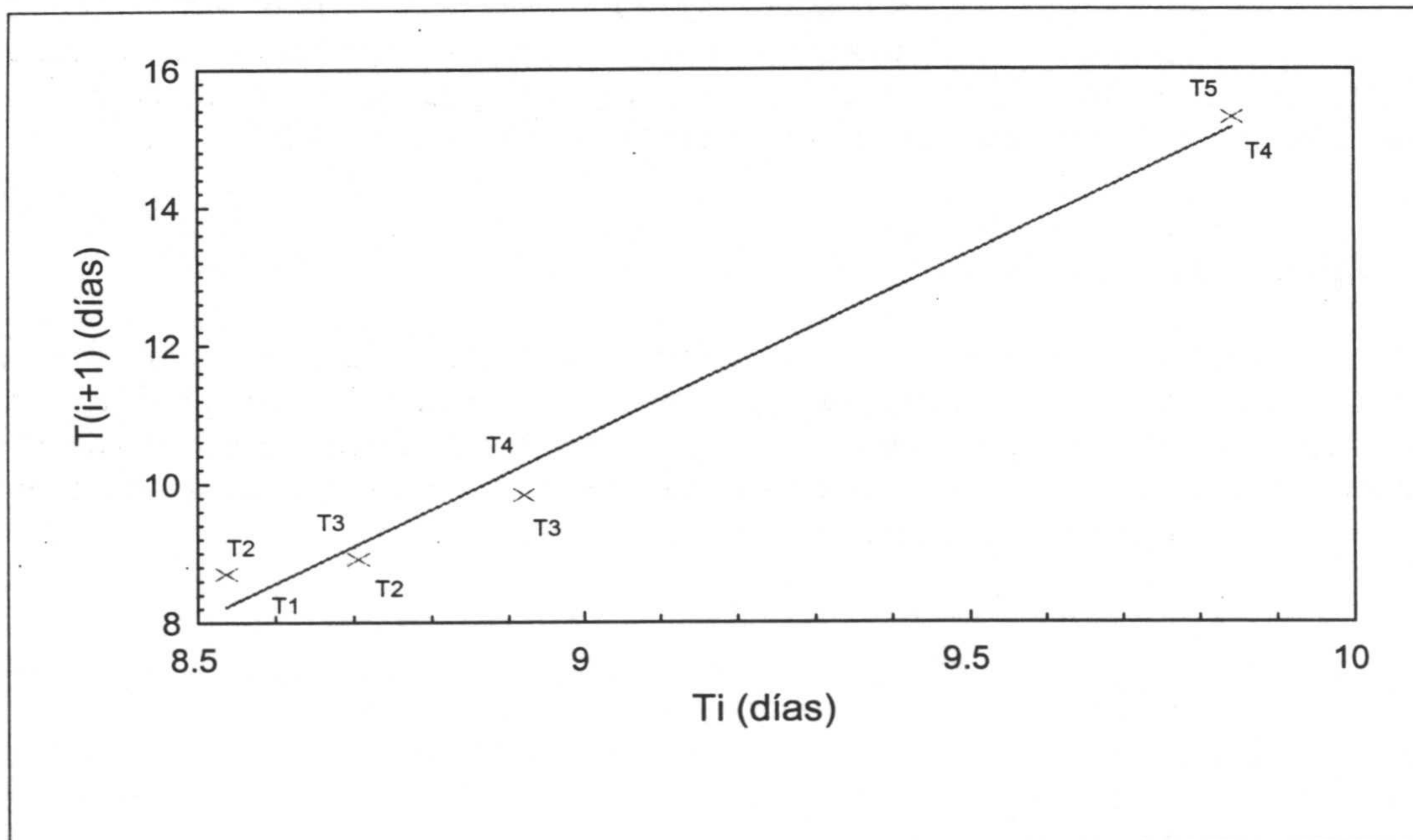


Figura III.5. Tiempos de los comienzos de cada uno de los intervalos principales dibujados frente a los del próximo intervalo, puntos (T_i, T_{i+1}) . La recta que mejor se ajusta a los puntos es:

$$T_{i+1} = [5.297 \pm 0.482] T_i + [-36.991 \pm 0.487]$$

El coeficiente de correlación es $r = 0.992$.

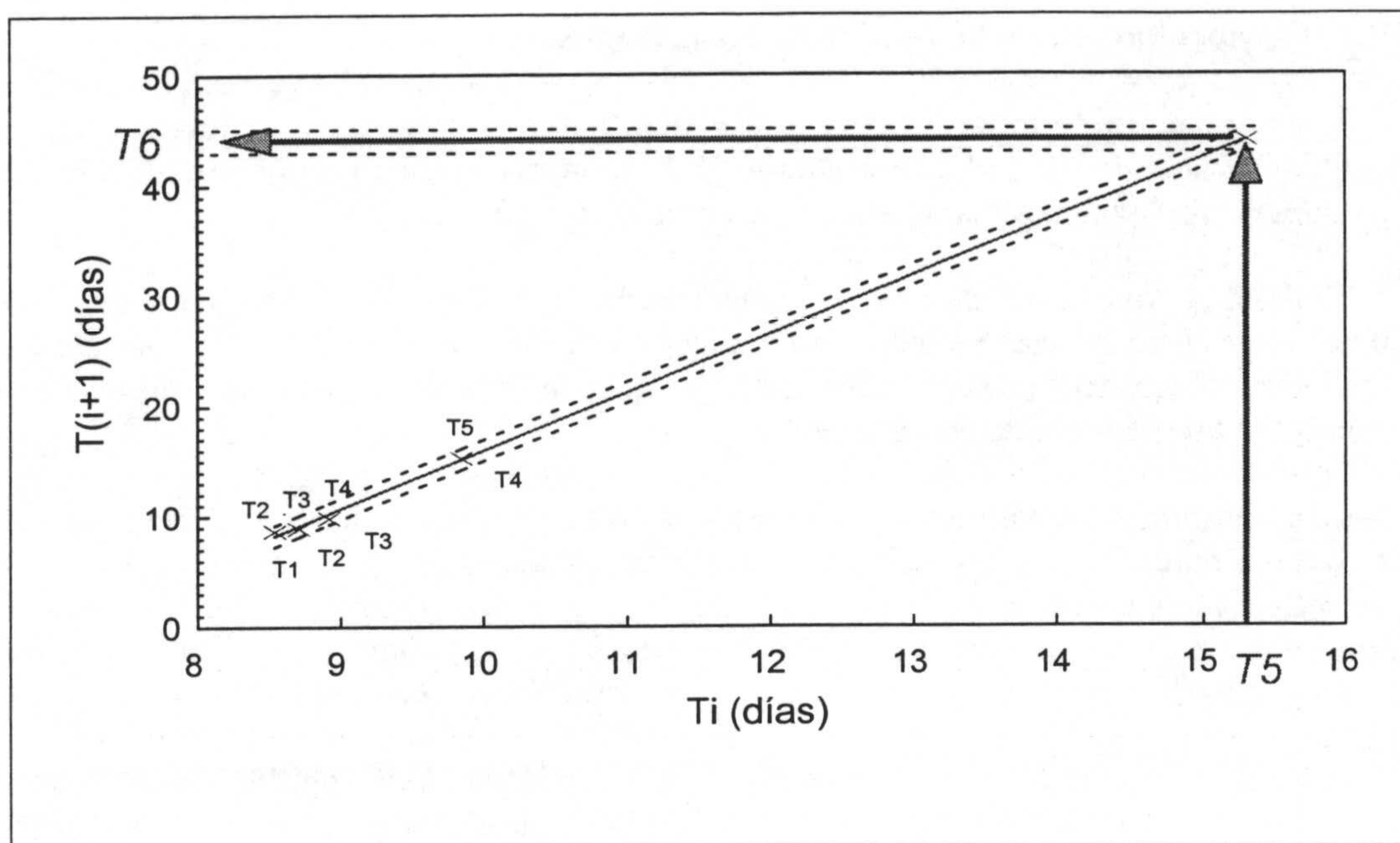


Figura III.6. Cálculo del tiempo de ocurrencia del próximo terremoto más probable. Se proyecta el último tiempo definido en los intervalos, T_5 , sobre la recta ajustada, y desde ésta se proyecta hasta el eje de ordenadas, obteniendo el valor de T_6 . Se señalan los pares de tiempos que forman los puntos. Las líneas punteadas señalan los intervalos de precisión, calculados a partir de los errores de ajuste de la recta.

momento sísmico, tiene lugar en forma de saltos bruscos coincidentes con la ocurrencia de los sismos más significativos (véase a modo de ejemplo ilustrativo la figura III.4). La técnica establece el intervalo temporal entre dichos saltos y enfrenta cada valor al siguiente; de esta manera se obtiene un gráfico que contiene una serie de puntos a los que se puede ajustar una recta (figura III.5). El conocimiento de esta recta con sus parámetros de ajuste es una herramienta que proporciona una estimación del intervalo en el que de manera más probable tendrá lugar el próximo terremoto (véase la figura III.6).

Una vez más conviene insistir que este método será válido siempre que el comportamiento de la serie sísmica siga la misma pauta que ha tenido hasta el momento considerado, sin que sufra cambios geológicos bruscos, en el sentido de que comience a funcionar un sistema de fracturas diferente, o que se produzca un cambio repentino en el sistema de esfuerzos.

III.4. Comprobación de la validez de los métodos

A continuación se tratará de demostrar que tanto los métodos definidos como los resultados que con ellos se han obtenido no son debidos a una mera coincidencia o a una cuestión de azar. Es decir, que no se cumple la hipótesis nula.

Llegar a la conclusión de que la hipótesis nula es falsa no es lo mismo que concluir que el método funciona. Se debe deducir que la hipótesis nula es falsa no porque los resultados obtenidos sean buenos sino porque la hipótesis nula sea un modelo probabilístico inadecuado (Stark, 1997).

Para comprobar la validez de los métodos se han utilizado datos de serie sísmicas de diversa naturaleza y procedencia. En todos los casos se han obtenido resultados que reflejan adecuadamente la realidad experimental. Sin embargo, la verificación de la hipótesis nula ha requerido la generación de diversos ficheros de datos aleatorios; dependiendo de cómo se haya realizado tal generación de datos hipotéticos, se tienen diversos tests. En todas las pruebas realizadas se comparan los resultados con los datos de una serie real de 93 terremotos, que sirve además de semilla para construir los ficheros aleatorios en dos de los casos. Los datos reales se pueden ver en la primera y segunda columnas de la tabla III.4. Los tests efectuados son:

- Test número 1.- Los datos (3ª y 4ª columnas de la tabla III.4) tienen los mismos valores de magnitud que los datos de la serie real, pero se ordenan aleatoriamente asignando a cada dato un número aleatorio generado por ordenador, mediante la función @aleat de Quattro Pro Windows 1.01 (Borland International, Inc., 1992; Underdahl, 1993).

- Test número 2.- Los datos (5ª y 6ª columnas de la tabla III.4) tienen los mismos valores de magnitud que los datos de la serie real, pero se ordenan aleatoriamente asignando a cada dato un número aleatorio procedente de una tabla ya generada (Spiegel, 1970).

- Test número 3.- Los datos (7ª columna de la tabla III.4) se han simulado tanto en sus valores como en su orden, totalmente aleatorios ambos, aunque los valores están contenidos en el intervalo definido por los valores máximo y mínimo reales, y la ley de Gutenberg-Richter se cumple dentro de unos límites razonables.

Tanto en el primer como en el segundo caso, se asigna en primer lugar a cada magnitud de la serie real un número aleatorio, según el orden en que es calculado por el ordenador o según el orden en el que están tabulados, respectivamente. En segundo lugar se reordenan estos valores según los números aleatorios asignados, de menor a mayor y se obtienen las series de datos con los mismos valores que los originales pero con orden alterado siguiendo las secuencias de los números aleatorios.

En la figura III.7 aparece representada la evolución secuencial de los datos de estas series. Los valores de las tres primeras series son idénticos entre sí y sólo varía el orden de sucesión de los mismos. A partir de estos datos se obtienen los histogramas de la figura III.8 y los parámetros estadísticos de la tabla III.5. Al analizar los histogramas y los gráficos de caja superiores que les acompañan, se puede deducir que la serie sísmica real presenta una distribución de carácter unimodal, que atendiendo a su apuntamiento o curtosis se clasifica como leptocúrtica (el coeficiente

Tabla III.4. Datos de la serie sísmica real y series simuladas para la comprobación de la hipótesis nula

Terremoto número	Magnitud serie real	Nº aleatorio generado por ordenador	Magnitud (primer caso según el texto)	Nº aleatorio tabulado	Magnitud (segundo caso según el texto)	Serie totalmente simulada
1	2.9	1.8	3.1	745	2.5	2.3
2	2.2	2.96	2.1	2,133	2.1	2.3
3	2.3	4.83	2.5	3,355	3.3	2.6
4	3.6	7.19	3.1	3,585	2	2.1
5	2.9	9.09	2.2	4,186	2.8	3.6
6	2.4	9.86	2.5	6,568	3.1	3.2
7	2.5	11.62	2.9	6,652	2.9	3.7
8	2.8	14.02	2.5	9,448	3.1	4.1
9	3.6	14.51	2.7	10,863	2.3	2.5
10	3.4	14.93	2.6	11,645	2.1	2.9
11	2.8	15.21	2.9	11,822	2.4	2.7
12	2.8	15.46	2.5	12,973	3.1	4.1
13	4.5	19.16	3.6	14,070	4	2.7
14	3.1	19.95	2	14,676	2.6	3.7
15	2.9	21.45	2.8	15,630	2.7	3
16	2.6	22.25	2.6	15,804	3.2	3.1
17	2.4	27.37	4.1	16,159	2.6	2
18	2.3	28.01	2.6	16,835	2.6	2.5
19	2.3	29.13	3.3	17,169	2.3	2.1
20	2.6	35.18	4	17,480	2.2	4.1
21	2.8	38.19	2.5	19,640	3.6	2.8
22	4.3	38.94	2.3	20,790	2.3	3
23	2.5	44.17	3.1	21,387	2.6	2.1
24	2.9	46.8	2.6	21,631	2	3.9
25	2.1	53.01	3	21,960	2.9	4.3
26	2.2	53.86	2.6	23,491	2.8	3.4
27	2.9	54.69	2.3	24,033	2.8	4.3
28	2.3	56.82	3.1	24,034	2.5	4.3
29	2.5	57.45	4.3	25,424	2.9	2.4
30	3.1	58.29	2.5	25,439	2.5	3.5
31	4.1	61.92	2.6	29,044	3.6	4.4
32	2.1	62.44	3.1	29,414	2.5	3.5
33	2.9	63.64	3.3	30,277	2.5	2.7
34	2.5	65.82	2.9	30,586	4.1	2.6
35	2.5	68.77	2.4	31,041	2.5	2.5
36	2.6	72.42	3	36,081	2.7	4.4
37	3.1	72.55	2.9	37,428	2.3	2.5
38	2.3	77.51	2.5	41,889	2.7	2.1
39	3.1	81.7	3.1	41,982	2.6	3.2
40	3.1	82.36	2.3	42,187	3.1	4
41	2	82.5	2.9	42,331	2.3	3.4
42	3	83.27	2.5	45,406	2.5	2.6
43	2.6	83.93	2.5	45,939	2.8	2.7
44	2	85.43	3.4	46,621	2.9	4.1
45	2	86.5	2	48,653	3.1	3.9
46	2.1	88.25	2.7	49,159	2.7	3.9
47	2.7	93.7	2	50,884	3.2	2

Tabla III.4 (continuación). Datos de la serie sísmica real y series simuladas para la comprobación de la hipótesis nula

Terremoto número	Magnitud serie real	Nº aleatorio generado por ordenador	Magnitud (primer caso según el texto)	Nº aleatorio tabulado	Magnitud (segundo caso según el texto)	Serie totalmente simulada
48	3.2	93.8	2.1	51,135	3.8	2.8
49	4	95.67	2.6	51,772	2.9	2
50	2	95.83	2.5	52,078	2.5	2.8
51	2.8	97.63	2.5	52,290	3	3.5
52	3.3	97.68	2.8	55,189	2.4	3
53	2.1	98.79	2.6	55,870	2.2	2.6
54	2.3	100.31	3.2	56,301	2.5	3.1
55	2.1	103.04	3	56,974	2.9	4.4
56	2.4	105.95	2.3	57,683	3.1	4.5
57	2.5	106.27	3.1	60,173	4.3	2.2
58	2.5	112.1	3.2	60,710	2.7	3
59	2.4	112.16	2.2	62,586	2.6	3.2
60	3.2	112.77	2.2	62,898	2.4	3.5
61	2.7	116.06	2.5	64,759	2.8	2
62	2.8	121.65	2.3	64,937	2.8	2.3
63	3.8	123.39	2.9	65,253	2.5	3.6
64	2.3	124.6	2.7	65,304	2.1	3.6
65	2.6	125.78	2.4	67,283	3	2.4
66	2.7	126.65	1.9	68,829	2.5	2.9
67	2.5	126.69	2.4	71,590	2.5	2.8
68	2.5	126.82	2.8	74,640	2.2	2.6
69	2.5	131.52	2.2	74,950	2	3.1
70	3	132.91	2.3	75,797	2.9	3.5
71	3.1	137.62	2.1	76,105	2.4	3.1
72	2.5	138.95	2.6	77,331	2.6	2.6
73	3.1	140.27	2.4	79,353	3	3.5
74	2.5	141.21	2	81,938	2.6	2.1
75	2.2	142.93	4.5	82,322	2	3.2
76	2.2	143.35	2.6	83,587	4.5	2.6
77	2.5	143.41	2.7	85,418	2.2	4.4
78	2.9	145.94	3.6	85,659	2.1	3.8
79	2.6	146.97	2.8	86,707	2.6	4
80	2.7	152.22	2.8	87,056	3.4	3.5
81	2	155.61	2.5	88,036	2.5	3.8
82	1.9	155.63	2.2	88,116	3.1	2.9
83	2.6	158.69	2.7	90,581	2.6	2.8
84	2.7	165.07	2.9	91,097	3.3	3.1
85	3	168.7	3.8	91,157	1.9	4.2
86	2.6	170.88	2.1	93,507	2.5	3.1
87	3.1	173.61	2.5	93,582	2.5	1.9
88	2.5	175.88	2	94,271	3.1	3.5
89	2.6	176.73	3.1	94,623	2.2	4.5
90	2.6	177.58	2.1	95,863	2.1	2.4
91	3.3	177.84	2.8	96,799	2	2.7
92	2.2	178.35	2.5	97,453	2.3	3.9
93	2.5	179.11	2.3	98,527	2.3	3.4

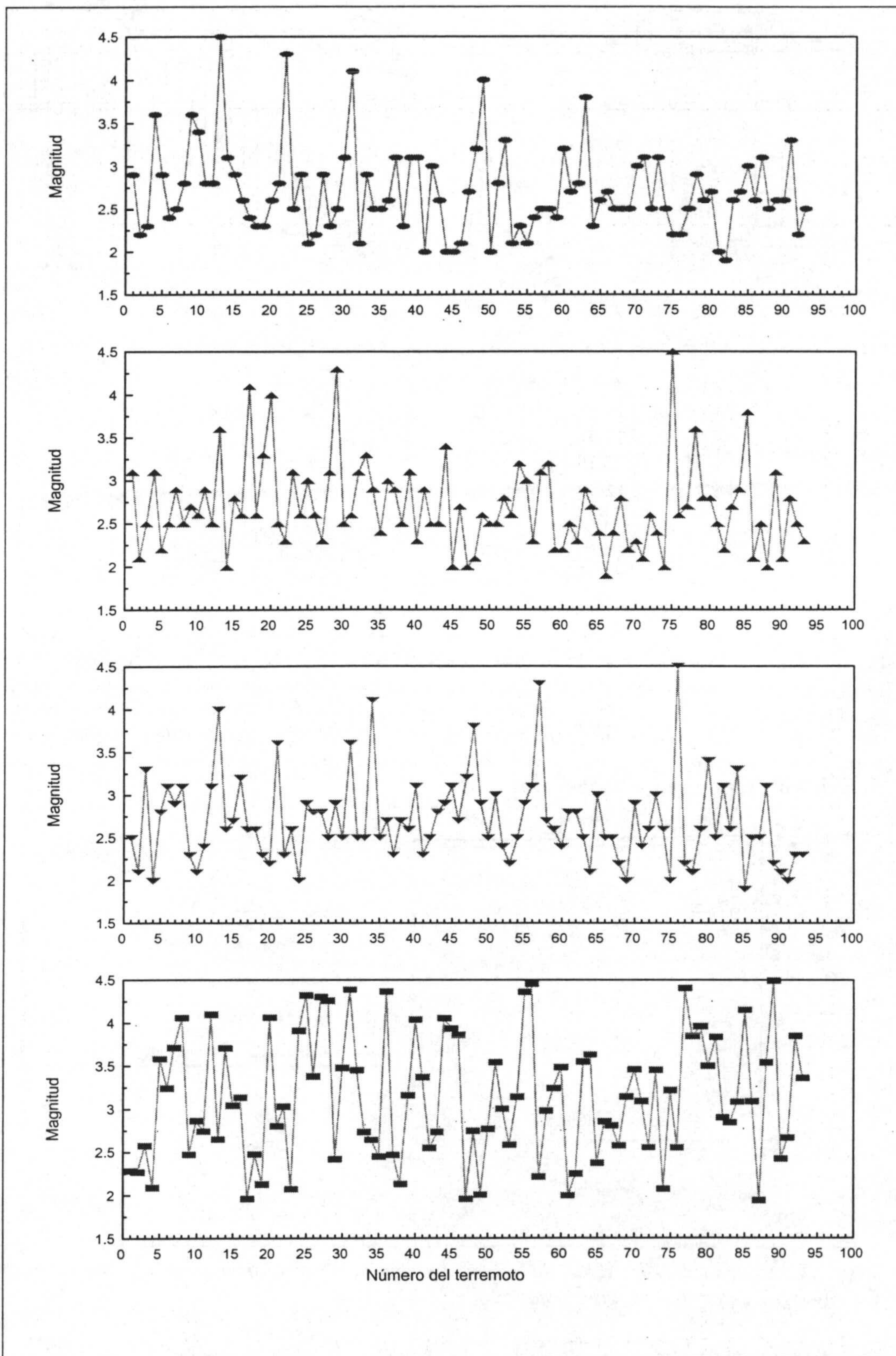


Figura III.7. De arriba a abajo, serie sísmica real (elipses), serie de valores reales y orden intercambiado por números aleatorios generados por ordenador (triángulos), serie de valores reales y orden intercambiado por números aleatorios tabulados (triángulos invertidos) y serie totalmente aleatoria (rectángulos). Véase el texto para mayor información.

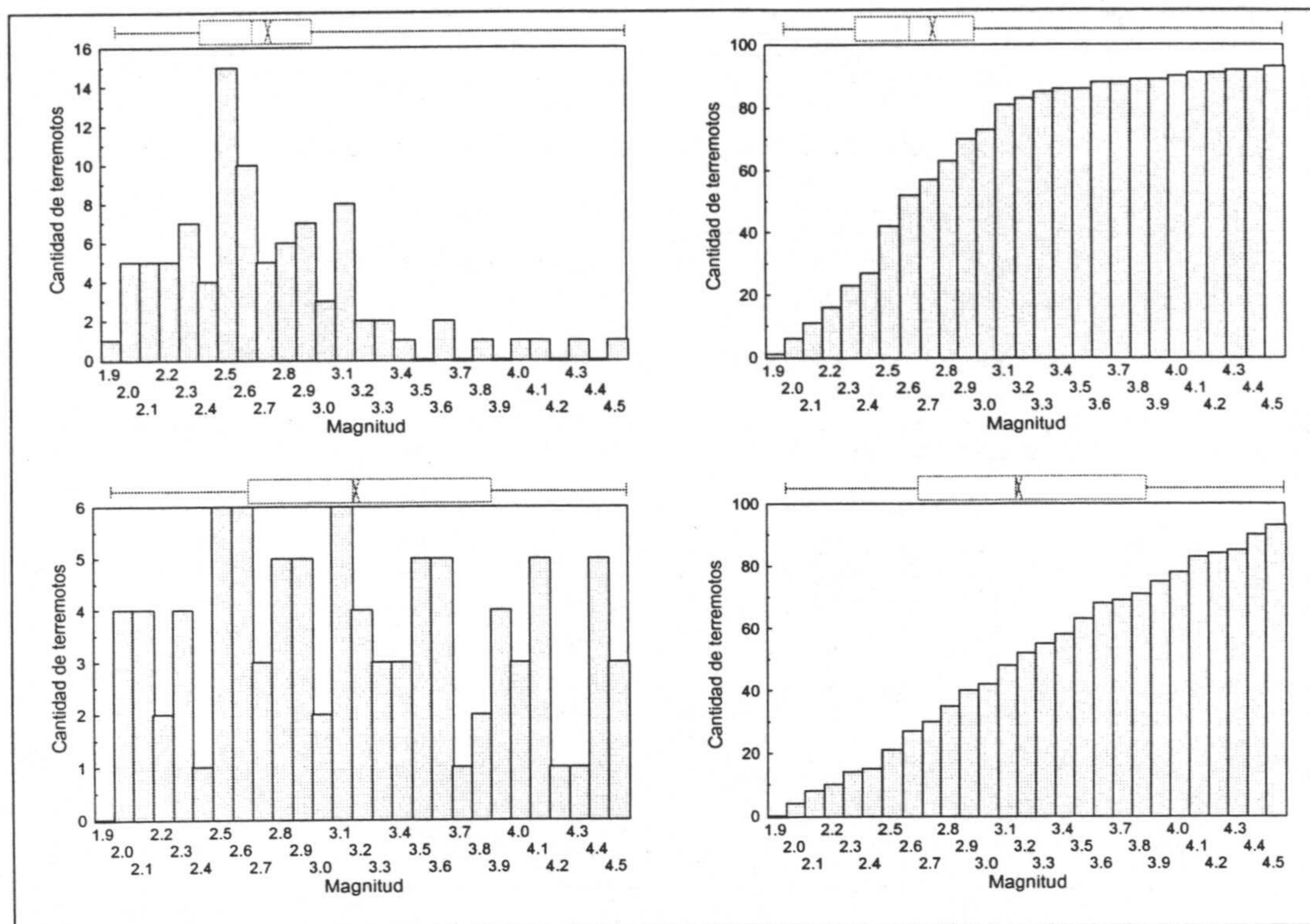


Figura III.8. Histograma e histograma acumulado para la serie sísmica real (parte superior), e histograma e histograma acumulado para la serie simulada (parte inferior). Se observa claramente que la serie real presenta una distribución unimodal que es leptocúrtica (mayor apuntamiento que la distribución normal) y ligeramente sesgada a la derecha. Por su parte la serie simulada presenta una distribución multimodal casi sin apuntamiento, o sea, platicúrtica y sin sesgo apreciable.

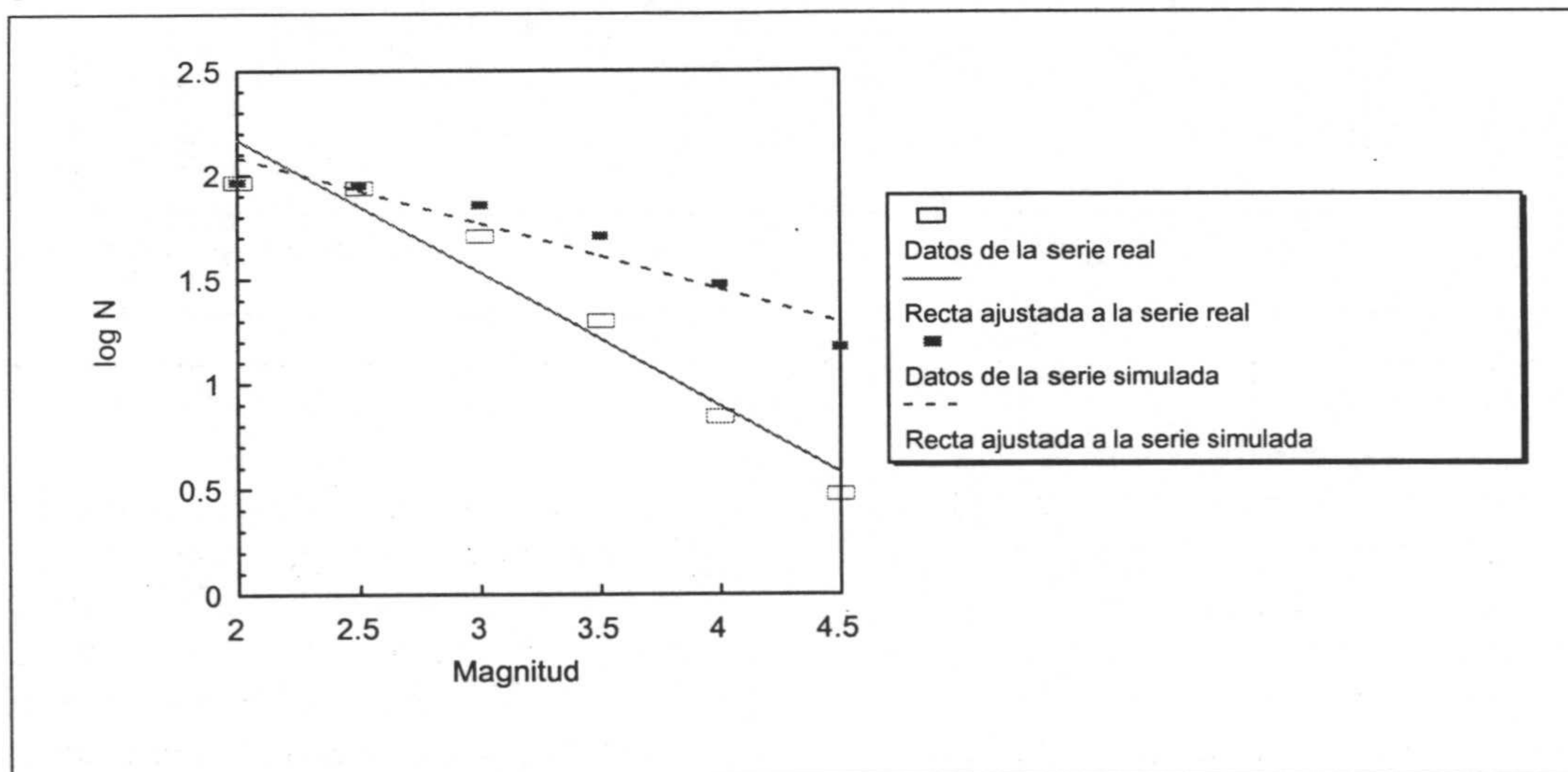


Figura III.9. Ajustes de los datos de la serie sísmica real y serie sísmica simulada a la ley de Gutenberg-Richter. Las rectas ajustadas son:

- Serie real: $y = [-0.637 \pm 0.075] x + [3.443 \pm 0.157]$; con $r = 0.9732$
- Serie simulada: $y = [-0.316 \pm 0.051] x + [2.716 \pm 0.107]$; con $r = 0.9512$

La serie simulada presenta una ley con parámetro $b=0.32$, inferior al de la serie real con parámetro $b=0.64$, debido a que entre los datos aleatorios hay mayor cantidad de terremotos con magnitudes superiores que en la serie real.

Tabla III.5. Valores estadísticos de la serie sísmica real (Mar de Alborán, 1997) y de la serie completamente simulada tanto en sus valores (manteniendo los valores máximo y mínimo de la serie real) como en su orden secuencial

Variable: Magnitud	Serie sísmica real	Serie simulada
Número de datos, N	93	93
Mínimo, min	1.9	1.9
Cuartil inferior, Q_1	2.3	2.6
Mediana, M	2.6	3.1
Media, m	2.7	3.14
Cuartil superior, Q_3	2.9	3.8
Máximo, $máx$	4.5	4.5
Moda, Mo	2.5	2.5, 2.6, 3.1
Varianza, σ^2	0.26	0.52
Desviación típica, σ	0.51	0.72
Coefficiente de variación (%), CV	18.88	22.97
Momento central de orden 3, M_3	0.16	0.04
Coefficiente de asimetría, CA	1.15	0.1
Momento central de orden 4, M_4	0.32	0.48
Coefficiente de curtosis, CC	4.64	1.77
Rango, R	2.6	2.6
Rango intercuartílico, RI	0.6	0.6
Test: $RI = (4/3) \sigma$	0.68	0.96

Notas: En *cursiva* aparecen los valores de la serie simulada que difieren más ostensiblemente de los correspondientes a la serie real.

Este test, que es una relación empírica aceptada en la práctica estadística, es válido en distribuciones moderadamente asimétricas.

de curtosis de la tabla III.5 es mayor que 3, que es el valor para la distribución normal) y sesgada ligeramente a la derecha (coeficiente de asimetría positivo y mayor a 1). Por su parte, la serie simulada presenta una distribución que se puede calificar como multimodal, platicúrtica (con apuntamiento bastante menor que el de la distribución normal) y sin sesgo apreciable (véase el bajo valor del coeficiente de asimetría en la tabla III.5). Destaca el crecimiento monótono, casi lineal, que aparece en el histograma acumulado, indicativo de la ausencia de preponderancia de alguna magnitud. Este hecho se puede comprobar también observando que los valores de las diversas medidas de dispersión son mayores en la serie simulada que en la serie sísmica real. En la tabla III.5 se incluye el cálculo de un test de origen empírico que se emplea normalmente en la práctica estadística y que indica en qué grado la distribución que se está tratando se aleja de una distribución normal. El valor calculado para el test de la serie sísmica real no se aleja apenas del valor del rango

intercuartílico. En cambio, en el caso de la serie simulada sí existe una diferencia apreciable.

Se comprueba en la figura III.9 la ley de Gutenberg-Richter para todos estos datos. Evidentemente es la misma para la serie real y las obtenidas cambiando el orden de sus terremotos, y ligeramente diferente para la serie completamente simulada. En la propia figura se adjuntan las ecuaciones de ajuste de estas rectas y sus respectivos coeficientes de correlación. Se observa con claridad que hay una mayor abundancia de terremotos con magnitudes superiores en la serie simulada que en la serie real.

III.4.1. El método de la Simulación Condicional Geoestadística

Como ya se destacó en el capítulo correspondiente, el fundamento de este método está en el cálculo de la función variograma que proporciona la estructura de correlación que exista entre los datos. Se calculan (Englund y Sparks, 1991) los variogramas correspondientes a las magnitudes de las series definidas en la tabla III.4, que se representan en la figura III.10. El variograma de la serie real (figura III.10.a) presenta claramente una estructura de correlación y se puede ajustar a un variograma teórico de tipo gaussiano. En cambio, las figuras de las series simuladas, tanto las que son producto de haber cambiado el orden de los datos de la serie real (figuras III.10.b y c) como la totalmente simulada (figura III.10.d), presentan un variograma de tipo aleatorio, que tiende a ser paralelo al eje de abscisas. Esta función muestra que no existe correlación entre los datos de los que se ha partido. O sea, al no existir correlación entre puntos más o menos próximos no es posible calcular ninguna simulación geoestadística. No existe función variograma en la que se puedan basar los cálculos geoestadísticos. Este hecho también indica que entre los datos naturales existe una cierta estructura de correlación, puesta de manifiesto por la función variograma calculada y que es la base de la simulación que se puede calcular posteriormente.

Resumiendo, se puede asegurar que los datos de la serie sísmica real presentan una estructura de correlación indicativa de que existe una estructura inherente al fenómeno natural al que están asociados. Por el contrario, en las series de datos simulados se ha perdido esta estructura y no es posible hacer una simulación geoestadística.

III.4.2. El método de los paquetes de energía

Si se considera 4.0 igual a la magnitud umbral que delimita los terremotos más fuertes de la serie sísmica real, los paquetes de energía que se definen en cada uno de los casos considerados aparecen especificados en la tabla III.6. Analizando estos datos que también se incluyen gráficamente en la figuras III.11 y III.12, se llega a la conclusión de que en las series compuestas por los mismos valores pero cambiados de orden, los paquetes de energía son de valor parecido a los de la serie real, aunque según el ordenamiento seguido podrían haberse diferenciado aún más. El orden de la serie real en el que se observa claramente (figura III.11) que las energías de los paquetes van descendiendo paulatinamente, no se conserva en las series ordenadas aleatoriamente. O al menos no tiene razón para conservarse, incluso en el segundo caso se observa que ese orden se ha invertido respecto al de la serie real. Como consecuencia de la pérdida de la estructura definida por el fenómeno real, al igual que se expresó para el método anterior, no es posible deducir comportamiento alguno con

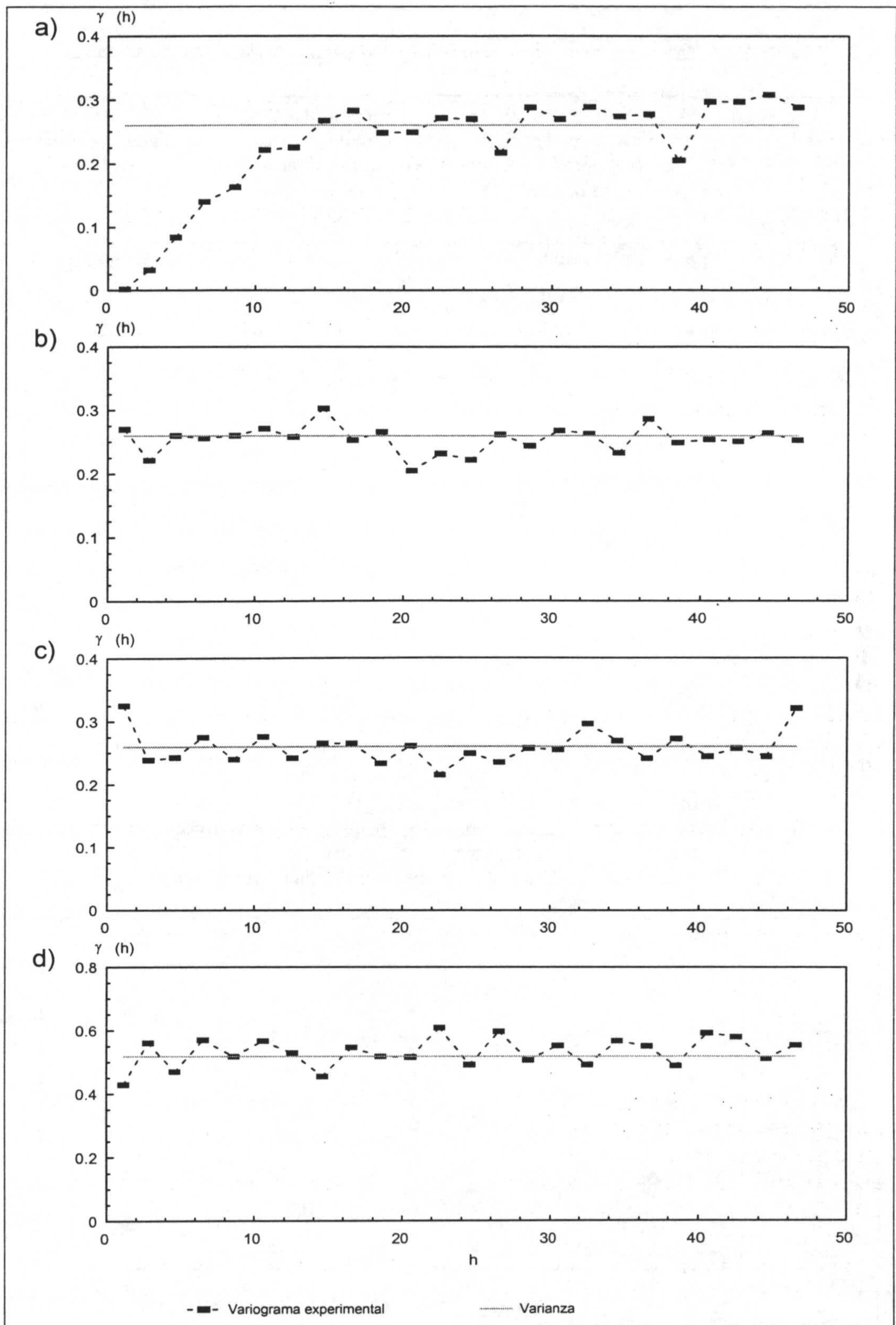


Figura III.10. Variogramas experimentales calculados para: a) serie sísmica real, b) serie de valores reales y orden intercambiado por números aleatorios generados por ordenador, c) serie de valores reales y orden intercambiado por números aleatorios tabulados y d) serie totalmente aleatoria. Sólo el variograma de los datos reales en valor y orden presenta una estructura de correlación entre los puntos. En los demás casos no existe correlación alguna.

Tabla III.6. Paquetes de energía definidos para cada una de las series tratadas

Serie real			Serie simulada en orden, 1er caso (números aleatorios de ordenador)			Serie simulada en orden, 2º caso (números aleatorios tabulados)			Serie totalmente simulada, en valores y orden		
Nº	M. E.	T.	Nº	M. E.	T.	Nº	M. E.	T.	Nº	M. E.	T.
1	4.54	13	1	4.18	17	1	4.07	13	1	4.19	8
2	4.31	22	2	4.03	20	2	4.22	34	2	4.11	12
3	4.12	31	3	4.31	29	3	4.38	57	3	4.16	20
4	4.08	49	4	4.54	75	4	4.51	76	4	4.39	25
-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	4.32	27
-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	4.26	28
-	-	-	-	-	-	-	-	-	7	4.4	31
-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	4.38	36
-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	4.06	40
-	-	-	-	-	-	-	-	-	10	4.09	44
-	-	-	-	-	-	-	-	-	11	4.47	54
-	-	-	-	-	-	-	-	-	12	4.46	55
-	-	-	-	-	-	-	-	-	13	4.49	76
-	-	-	-	-	-	-	-	-	14	4.4	84
-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	4.51	88

Nº: Número de orden del paquete de energía.

M. E.: Magnitud equivalente, energía del paquete expresada como la magnitud de un terremoto que tuviera una energía equivalente.

T.: Terremoto que define el límite superior del paquete de energía.

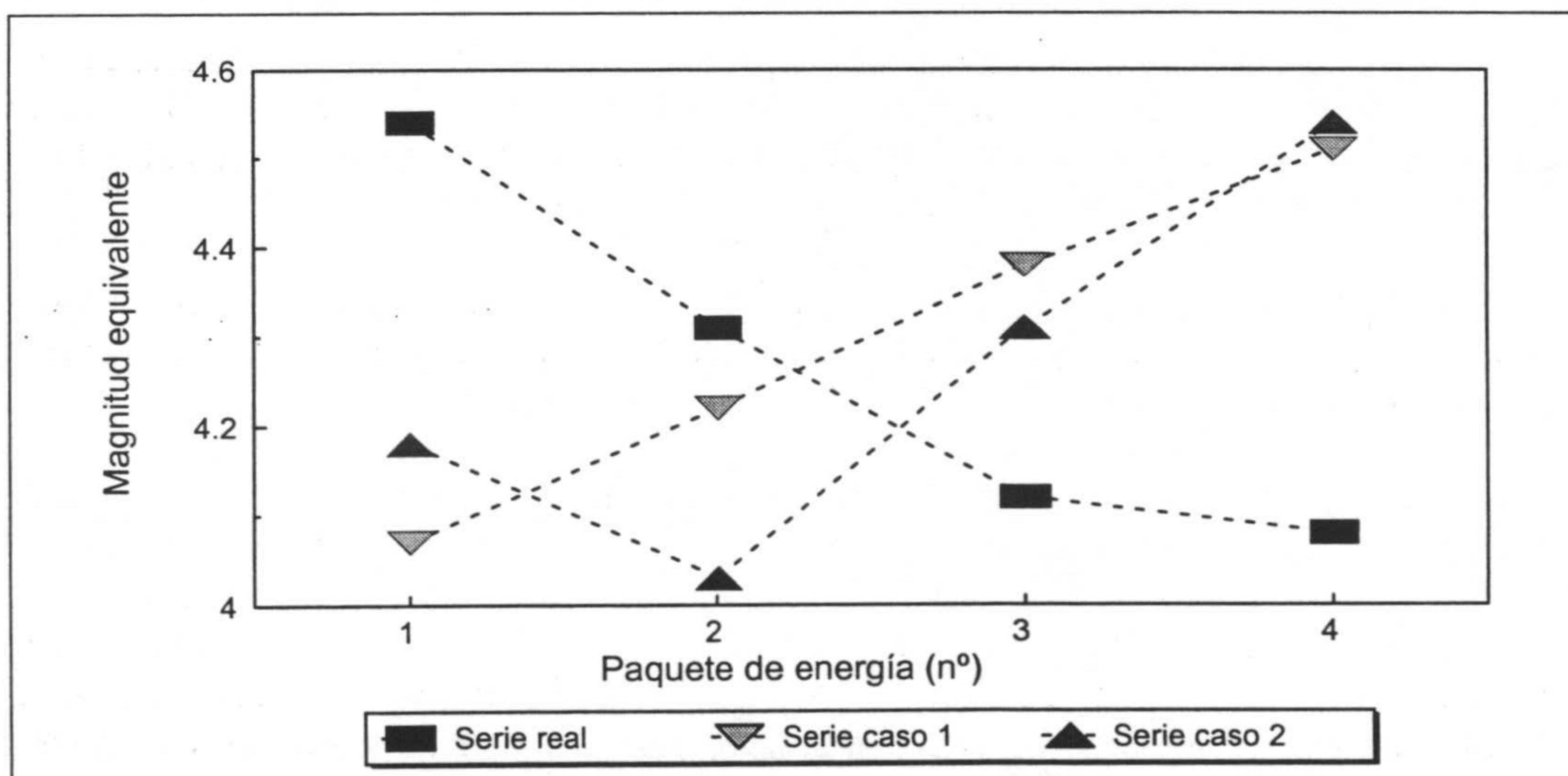


Figura III.11. Paquetes de energía definidos para cada una de las series consideradas, tanto la serie sísmica real como las simuladas derivadas de la misma, que conservan los mismos valores de magnitudes pero ordenadas aleatoriamente. Ninguna de las series simuladas sigue la pauta de la serie real.

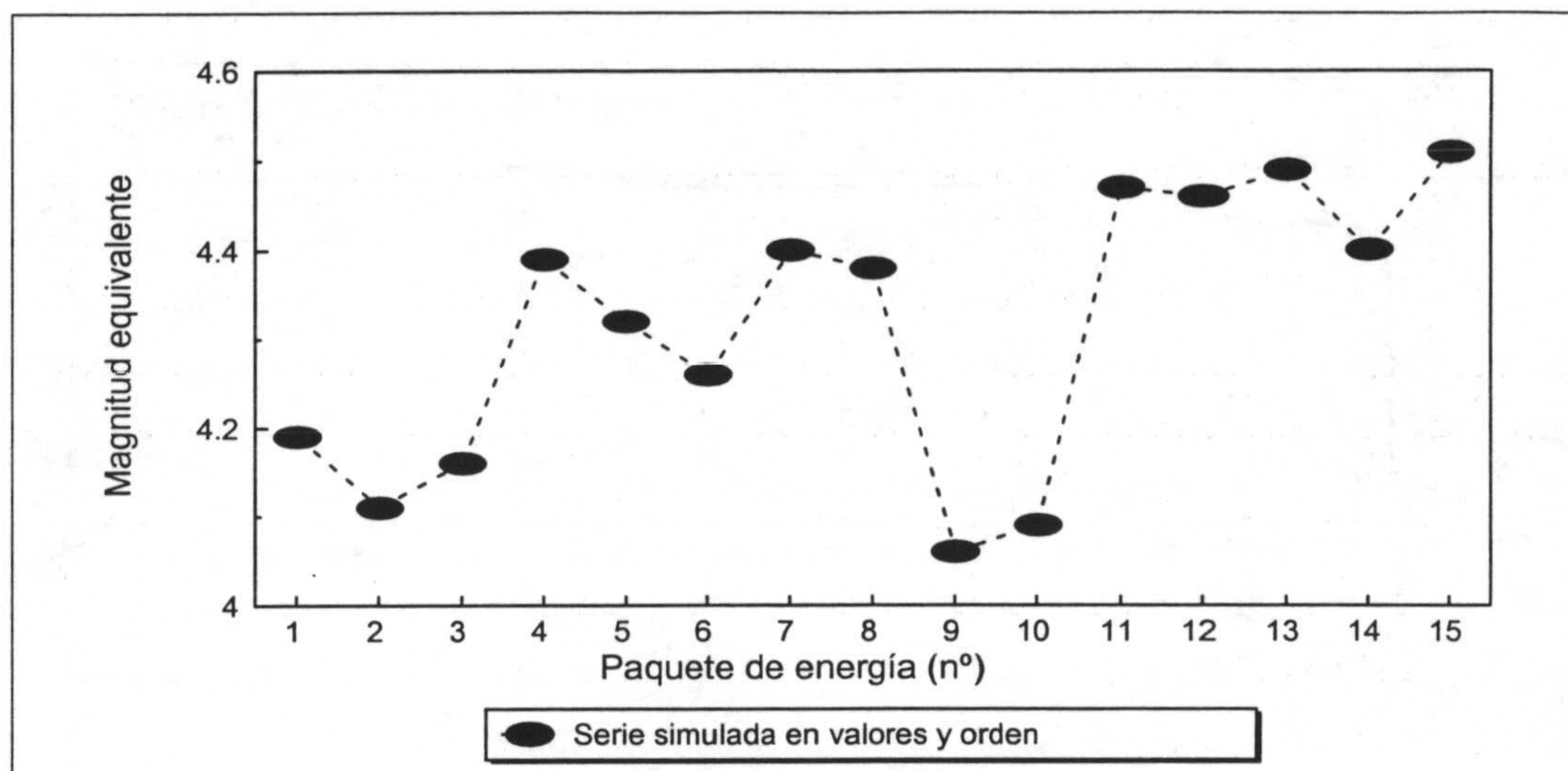


Figura III.12. Paquetes de energía definidos para la serie simulada en magnitudes y orden de ocurrencia de las mismas. Si se compara con la figura anterior, se comprueba que no se parecen en nada los resultados de la serie sísmica real con ésta, ni en cantidad de paquetes, ni en la energía de los mismos, ni en su evolución.

fiabilidad ni certeza. Es precisamente la estructura existente entre los datos reales la que facilita la deducción de lo que puede llegar a suceder con mayor probabilidad posteriormente.

Por otra parte, analizando los resultados obtenidos para la serie totalmente simulada aleatoriamente se comprueba que aparecen un número impredecible de paquetes que además no siguen, ni tienen razón para seguir, una pauta definida de variación.

III.4.3. El método Varnes y Bufe

En el propio trabajo de estos autores se realiza un test de aleatoriedad para comprobar la idoneidad del método y se llega a la conclusión que con los datos por ellos utilizados hay un 2% de posibilidades de que los datos fueran aleatorios. Es decir, cuentan con un 98% de certeza.

Una vez más, la utilidad de este método estriba en que es posible aprovechar la estructura existente entre los datos para poder deducir una evolución posterior al momento considerado.

Si se simularan tiempos de ocurrencia de los terremotos los resultados obtenidos diferirían notablemente de los de la serie real. Para comprobar que cuando se pierde dicha estructura los resultados obtenidos pueden ser totalmente diferentes a los procedentes de los datos reales, no se simulan los tiempos de ocurrencia sino que se asocia a cada serie con la que se está tratando el tiempo de ocurrencia de las terremotos de la serie real. Con ello se consigue mantener en su mayor parte la estructura de la evolución temporal. Así obtenemos cuatro gráficas (figura III.13) en las que aparece el crecimiento de la energía a medida que se va desarrollando la serie. En la figura III.13.a se puede ver el crecimiento de energía de la serie real. Si se

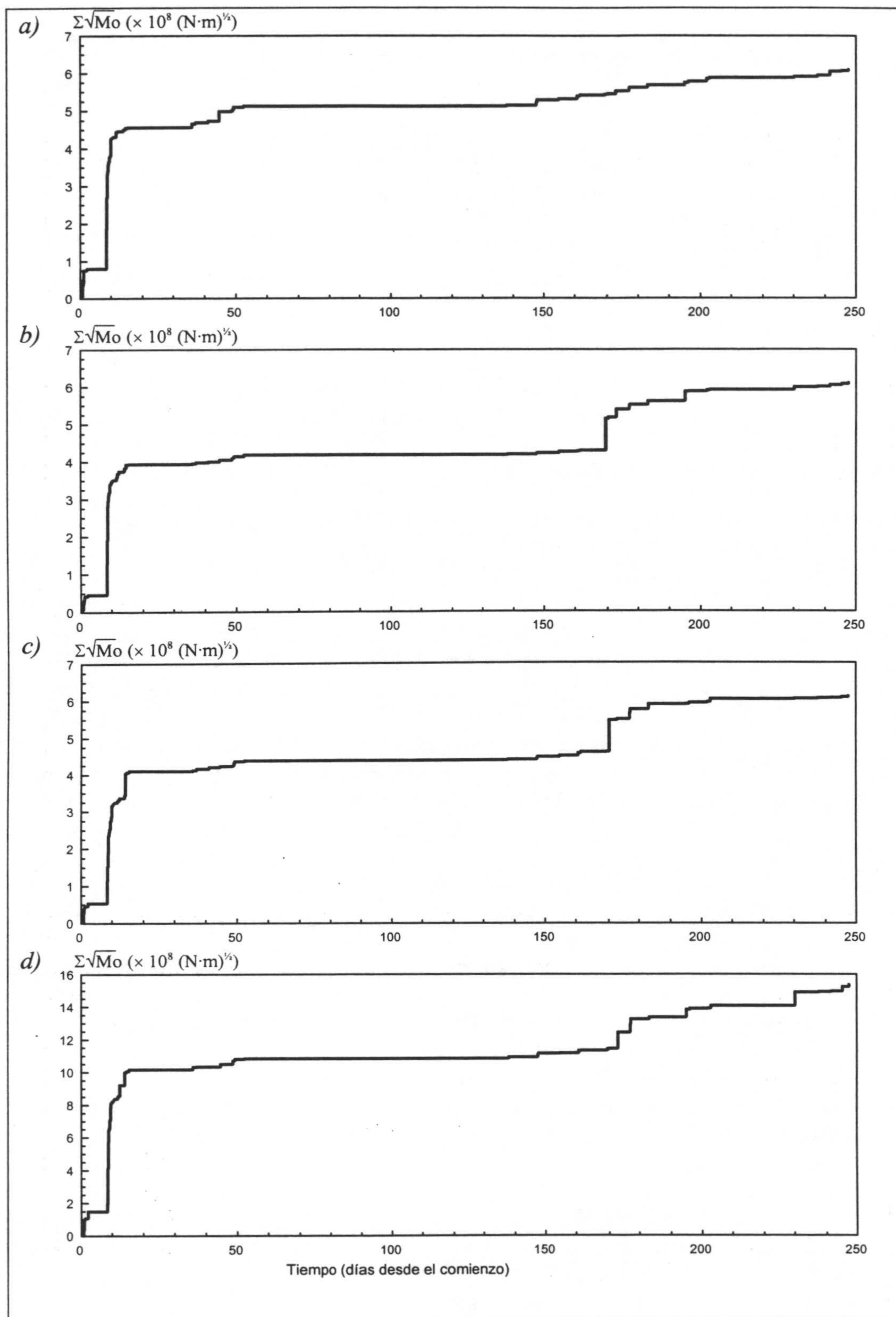


Figura III.13. Supuesto crecimiento de la energía calculado asociando a los datos de las magnitudes de cada serie los tiempos de ocurrencia de la serie real. Para: a) serie sísmica real, b) serie de valores reales y orden intercambiado por números aleatorios generados por ordenador, c) serie de valores reales y orden intercambiado por números aleatorios tabulados y d) serie totalmente aleatoria. Se observan los diferentes niveles de energía (escala vertical) y las diferencias en la situación de los saltos importantes de energía.

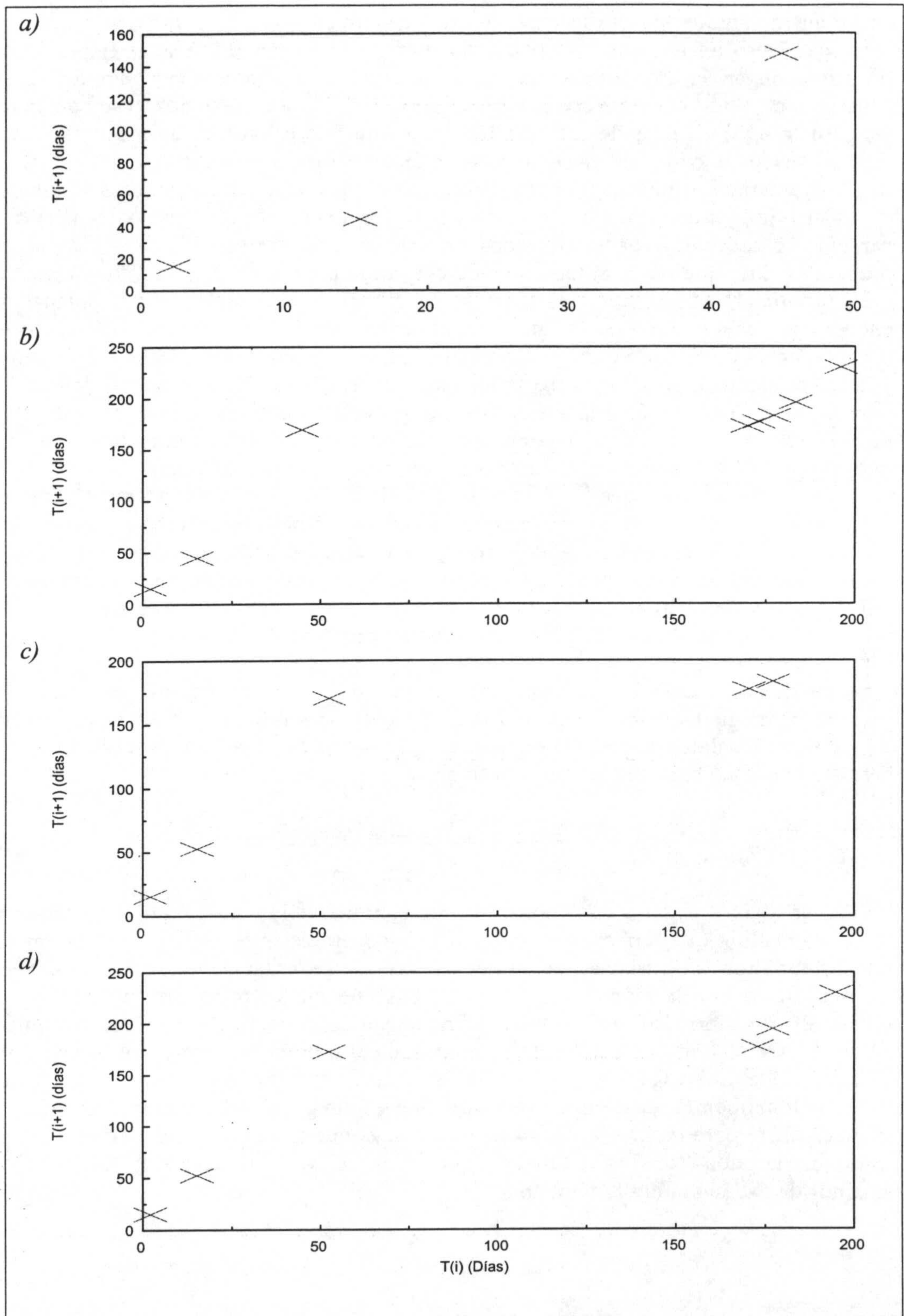


Figura III.14. Representación de los tiempos (T_i, T_{i+1}) que delimitan saltos importantes de energía deducidos de las gráficas de la figura III.13. Para: a) serie sísmica real, b) serie de valores reales y orden intercambiado por números aleatorios generados por ordenador, c) serie de valores reales y orden intercambiado por números aleatorios tabulados y d) serie totalmente aleatoria. Los puntos de las series simuladas son más numerosos y presentan mayor dispersión. También difieren las escalas de tiempos entre la serie real y las simuladas.

observan las siguientes gráficas se podría deducir en un primer momento que son parecidas, pero un análisis más detallado permite encontrar diferencias importantes. En primer lugar, la escala de variación de la energía es diferente en todos los casos, con algún parecido entre las series de las figuras III.13.b y c. Si se observan con cierto detenimiento las gráficas de la figura III.7 que muestran la evolución secuencial de las magnitudes para cada serie, se observa que los eventos número 13, 13, 17 y 12 respectivamente definen un primer salto en todas ellas. Además los valores simulados de las magnitudes son semejantes al valor real, con lo que el salto brusco de energía es parecido en todos los casos. De todas formas, en otras series simuladas hay mayor probabilidad de que no sean tan coincidentes como en este caso, y la diferencia sería más sustancial. Las principales diferencias entre la serie real y las simuladas se encuentran hacia el final de las gráficas, notándose en las simulaciones que aparecen los terremotos de magnitud mayor hacia el final, cuando en la serie real es al contrario y su crecimiento final es más pausado. También se puede deducir que al definir los tiempos de los saltos más importantes de energía aparecen diferencias significativas y, por ejemplo, en las series simuladas aparecen saltos bastante seguidos hacia el final que romperían la secuencia de diferencias de tiempo crecientes que se observa en la serie real. Esto provoca que los puntos (figura III.14) que representan a cada tiempo y el tiempo siguiente al anteriormente considerado, no queden alineados de manera tan explícita como en el caso de la serie real y, más especialmente, que la sucesión entre estos puntos no siga una pauta de crecimiento/decrecimiento continua, como ocurre con las series sísmicas reales, aun a pesar de que se ha conservado la estructura de la evolución temporal que condiciona mayormente este fenómeno.

Considerando todo lo anteriormente expuesto se puede concluir que con este método pasa igual que con los anteriores. Cuando se pierde la estructura que pueda existir entre los datos se pierde también la razón de ser de estos cálculos, obteniéndose resultados que no son concluyentes ni fiables.

III.4.4. Comentarios

Del análisis llevado a cabo con el fin de comprobar la validez de los métodos se llega a concluir que, en primer lugar, los datos procedentes de las series sísmicas encierran valiosa información acerca de los procesos que las generan, lo que se pone de manifiesto por la estructura, y como consecuencia correlación, que entre ellos existe. En segundo término, se puede afirmar que en el tratamiento de datos sísmicos es fundamental tanto el valor que se esté midiendo como el tiempo de aparición u ocurrencia de dicho valor, ya que ambos caracterizan y definen al fenómeno sísmico natural. Finalmente, es necesario señalar que es fundamental disponer de datos de buena calidad para realizar todos estos cálculos ya que de ello dependerá directamente tanto la fiabilidad de los resultados obtenidos como la representatividad que los mismos datos tengan del fenómeno natural.

Capítulo IV

Aplicación de los métodos

IV.1. Introducción

Las series sísmicas afectan con frecuencia al sureste de la Península Ibérica. En numerosas ocasiones los terremotos más fuertes energéticamente son sentidos por la población, creando la natural alarma entre la sociedad. Una de las más importantes aplicaciones, sino la que más, que pueden tener todas las técnicas desarrolladas en este estudio, consiste precisamente en tratar de conocer con antelación lo que sucederá más probablemente a partir de un momento determinado.

Se puede seguir la evolución de la serie sísmica y con los datos disponibles hasta un momento determinado, es posible calcular lo que con mayor probabilidad sucederá en un intervalo de tiempo dado. Si nos encontramos ante una serie sísmica con un nivel de energía no muy alto, esto puede no tener mucha importancia de cara a la población aunque sí desde un punto de vista científico. Pero si la serie sísmica está compuesta de terremotos con suficiente energía como para afectar a una o varias poblaciones, sí puede ser importante conocer a partir de un momento determinado qué terremoto puede ser el siguiente, determinando tanto el rango de magnitud que puede llegar a abarcar, o mirado de otra forma, la magnitud máxima que pueda tener, como el momento en el que acaecerá de manera más probable.

Las series sísmicas con las que se tratará, enumeradas en orden cronológico, son las de las Islas Vírgenes, 1979-1980; Landers (California), 1992; Berja (Almería), 1993-1994; del Mar de Alborán, 1997-1998; Loja (Granada)-Iznájar (Córdoba), 1998; y Granada, 1998.

Las series sísmicas ocurridas en las Cordilleras Béticas, es decir, la serie del Mar de Alborán 1997-1998; la serie de Loja (Granada)-Iznájar (Córdoba), 1998; y la serie de Berja (Almería), 1993-1994, se presentarán en primer lugar, continuando con las series procedentes de otras partes del mundo, serie de las Islas Vírgenes, 1979-1980; y la serie de Landers (California), 1992. Para terminar con la serie de Granada (1998), como ejemplo de un caso en el que se cuenta con pocos datos, pero la aplicación de estos métodos en tiempo real permite aprovechar esta información.

Es importante recordar y destacar que en cada momento considerado, sólo se han usado y tenido en cuenta los datos de los terremotos acontecidos hasta ese momento y nunca los datos posteriores. Muchos de estos cálculos fueron realizados cuando se estaba produciendo la serie sísmica y es evidente que sólo se conocían los datos de los terremotos que ya habían ocurrido.

Se ofrece de manera más detallada el estudio de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998), resultado de la aplicación de los métodos comentados en capítulos anteriores, también en tiempo real. En las demás series sísmicas presentadas se ofrecen sólo los datos de partida y los resultados obtenidos en cada caso.

IV.2. La serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de Enero de 1998)

IV.2.1. Descripción de la serie sísmica

La serie sísmica del Mar de Alborán tuvo lugar desde el 24 de Junio de 1997 hasta el 12 de Enero de 1998 y en adelante se referirá como serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998). Los datos de esta serie sísmica proceden de la Red Sísmica de Andalucía (Alguacil, 1986 y Alguacil *et al.*, 1990), dependiente del Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, y se adjuntan en la tabla IV.1.

También se puede observar en la figura IV.1 el mapa de localización de esta serie sísmica, representando el mapa situado a la izquierda la localización geográfica general y el mapa situado en la derecha es la ampliación de la zona señalada con un recuadro en el mapa anterior. En este último mapa se representa la distribución epicentral, en coordenadas geográficas, clasificada por magnitudes (De Miguel *et al.*, 1988), con 4 clases diferentes ($M < 2$, $2 \leq M < 3$, $3 \leq M < 4$ y $M \geq 4$). La evolución secuencial de las magnitudes se muestra en la figura IV.2, en la que se observa con claridad que destacan 4 terremotos de magnitud igual o superior a 4.0. También se puede observar que las magnitudes de estos terremotos mayores van disminuyendo paulatinamente. En la figura IV.3 se muestra la evolución temporal de la magnitud, destacando cuatro momentos en los que se produjo la mayor parte de la actividad sísmica en un breve espacio de tiempo. Es importante señalar que tanto la figura IV.2 como la figura IV.3 presentan los mismos datos, con la diferencia esencial en el eje de abscisas. En el de la figura IV.2 aparece la secuencia sísmica, según el orden de

Tabla IV.1. Datos de los terremotos pertenecientes a la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998)

Nº	Fecha	Hora GMT	Mag.	Nº	Fecha	Hora GMT	Mag.
1	24 Junio 1997	17 : 23	2.9	45	3 Julio 1997	11 : 34	2
2	24 Junio 1997	17 : 28	2.2	46	3 Julio 1997	13 : 52	2.1
3	24 Junio 1997	17 : 43	2.3	47	3 Julio 1997	15 : 48	2.7
4	24 Junio 1997	20 : 27	3.6	48	3 Julio 1997	20 : 14	3.2
5	24 Junio 1997	20 : 28	2.9	49	3 Julio 1997	20 : 23	4
6	24 Junio 1997	20 : 40	2.4	50	4 Julio 1997	4 : 9	2
7	24 Junio 1997	20 : 47	2.5	51	4 Julio 1997	20 : 24	2.8
8	24 Junio 1997	21 : 43	2.8	52	5 Julio 1997	14 : 56	3.3
9	25 Junio 1997	1 : 17	3.6	53	5 Julio 1997	15 : 50	2.1
10	25 Junio 1997	3 : 15	3.4	54	5 Julio 1997	21 : 24	2.3
11	25 Junio 1997	4 : 8	2.8	55	6 Julio 1997	6 : 27	2.1
12	26 Junio 1997	4 : 0	2.8	56	7 Julio 1997	23 : 2	2.4
13	2 Julio 1997	9 : 38	4.5	57	8 Julio 1997	3 : 20	2.5
14	2 Julio 1997	9 : 51	3.1	58	8 Julio 1997	15 : 4	2.5
15	2 Julio 1997	9 : 52	2.9	59	9 Julio 1997	7 : 15	2.4
16	2 Julio 1997	10 : 4	2.6	60	29 Julio 1997	21 : 30	3.2
17	2 Julio 1997	10 : 20	2.4	61	31 Julio 1997	1 : 30	2.7
18	2 Julio 1997	11 : 8	2.3	62	4 Agosto 1997	4 : 45	2.8
19	2 Julio 1997	11 : 57	2.3	63	7 Agosto 1997	19 : 17	3.8
20	2 Julio 1997	12 : 50	2.6	64	11 Agosto 1997	15 : 35	2.3
21	2 Julio 1997	12 : 52	2.8	65	12 Agosto 1997	2 : 20	2.6
22	2 Julio 1997	12 : 53	4.3	66	12 Agosto 1997	7 : 11	2.7
23	2 Julio 1997	13 : 6	2.5	67	12 Agosto 1997	9 : 11	2.5
24	2 Julio 1997	13 : 31	2.9	68	15 Agosto 1997	13 : 13	2.5
25	2 Julio 1997	13 : 38	2.1	69	8 Noviembre 1997	22 : 50	2.5
26	2 Julio 1997	13 : 50	2.2	70	18 Noviembre 1997	12 : 28	3
27	2 Julio 1997	15 : 20	2.9	71	18 Noviembre 1997	18 : 40	3.1
28	2 Julio 1997	16 : 24	2.3	72	25 Noviembre 1997	19 : 50	2.5
29	2 Julio 1997	16 : 53	2.5	73	1 Diciembre 1997	21 : 37	3.1
30	2 Julio 1997	16 : 57	3.1	74	2 Diciembre 1997	19 : 13	2.5
31	2 Julio 1997	17 : 33	4.1	75	10 Diciembre 1997	14 : 19	2.2
32	2 Julio 1997	17 : 41	2.1	76	11 Diciembre 1997	10 : 11	2.2
33	2 Julio 1997	18 : 10	2.9	77	13 Diciembre 1997	20 : 2	2.5
34	2 Julio 1997	19 : 2	2.5	78	13 Diciembre 1997	20 : 37	2.9
35	2 Julio 1997	19 : 3	2.5	79	17 Diciembre 1997	23 : 9	2.6
36	2 Julio 1997	22 : 6	2.6	80	18 Diciembre 1997	0 : 12	2.7
37	2 Julio 1997	23 : 30	3.1	81	18 Diciembre 1997	3 : 45	2
38	2 Julio 1997	23 : 34	2.3	82	18 Diciembre 1997	4 : 26	1.9
39	3 Julio 1997	0 : 18	3.1	83	24 Diciembre 1997	4 : 35	2.6
40	3 Julio 1997	4 : 26	3.1	84	24 Diciembre 1997	5 : 8	2.7
41	3 Julio 1997	4 : 53	2	85	5 Enero 1998	0 : 4	3
42	3 Julio 1997	10 : 2	3	86	6 Enero 1998	3 : 53	2.6
43	3 Julio 1997	10 : 15	2.6	87	12 Enero 1998	1 : 39	3.1
44	3 Julio 1997	10 : 30	2	88	12 Enero 1998	21 : 32	2.5

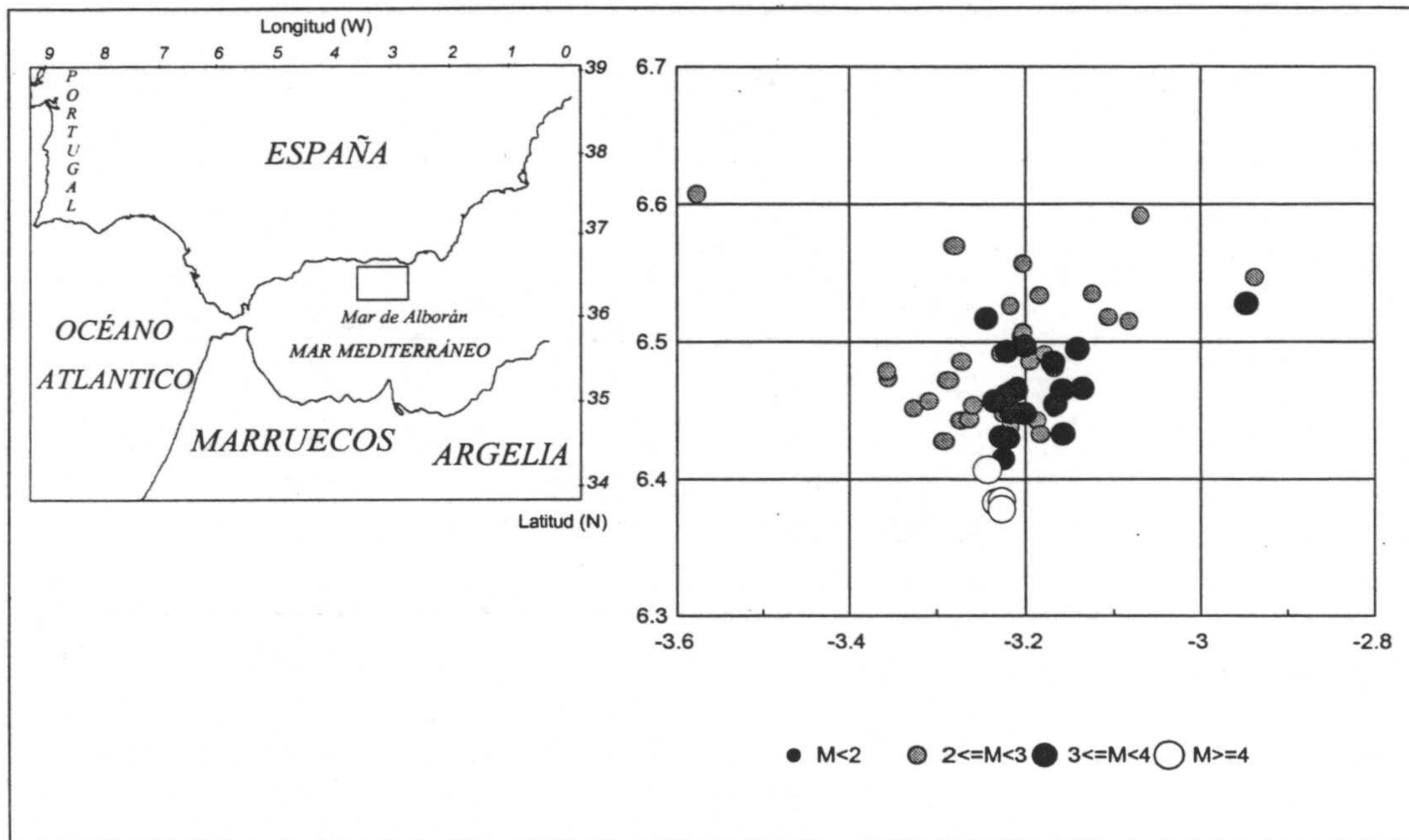


Figura IV.1. Mapas de localización de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998). El mapa de la izquierda muestra con un recuadro, la situación geográfica de la serie. El mapa de la derecha es una ampliación del recuadro anterior y en él aparecen las localizaciones de los epicentros, organizados por magnitud.

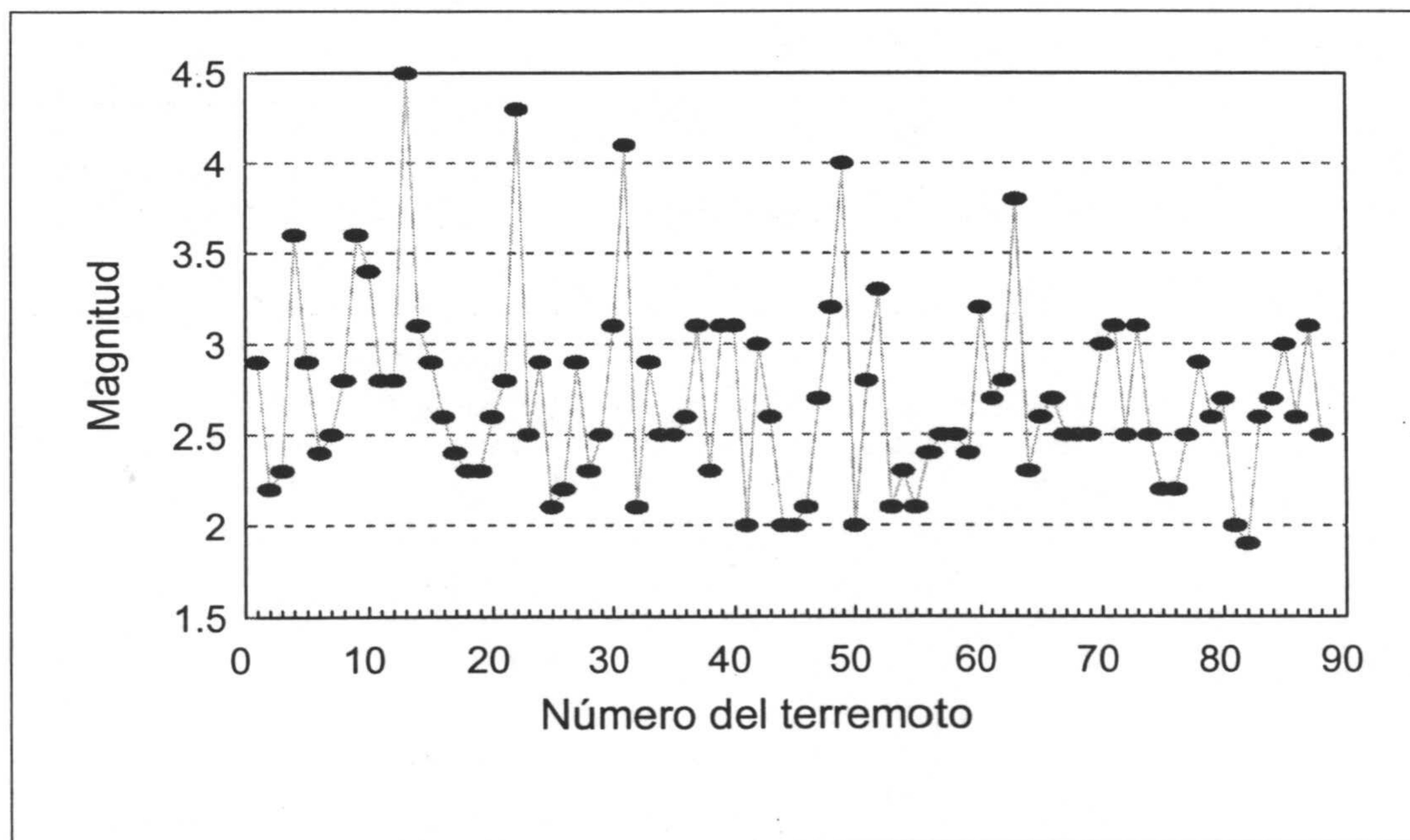


Figura IV.2. Evolución secuencial de las magnitudes de los terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998). En el eje de abscisas se representa la secuencia sísmica según el orden de ocurrencia de cada terremoto.

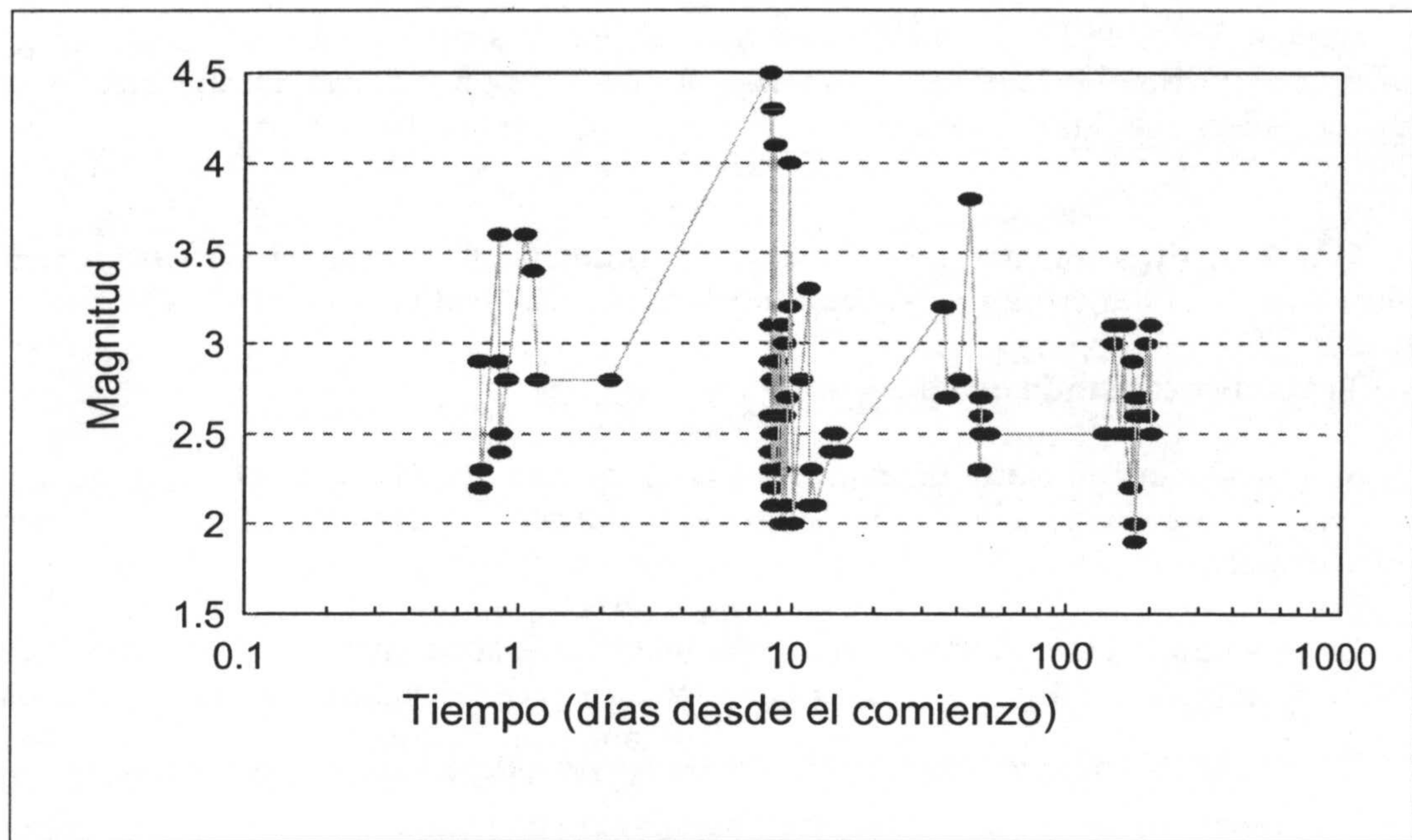


Figura IV.3. Evolución temporal de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998). En el eje de abscisas el tiempo está expresado en días, comenzando a contar desde el día del primer terremoto de la serie sísmica. La escala logarítmica contribuye a conseguir una mayor claridad en la figura. Destacan claramente los 4 grupos de terremotos ocurridos en un breve espacio de tiempo.

Tabla IV.2. Datos de los tiempos de duración de los grupos de terremotos para la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998).

Grupo	Terremoto nº	Tiempo de ocurrencia (días)	Duración del grupo (días)	Tiempo entre grupos (días)
1	1	0.724		
	12	2.167	1.442	6.235
2	13	8.401		
	59	15.302	6.901	20.594
3	60	35.896		
	68	52.551	16.655	85.401
4	69	137.952		
	88	202.898	64.946	

ocurrencia. En el de la figura IV.3 se indica el tiempo, expresado en días desde el día en el que ocurrió el primer terremoto. Esta última figura nos da una idea gráfica de la mayor o menor rapidez en la disipación de la energía de la serie sísmica.

IV.2.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable

Tratamiento estadístico básico

Si se analizan con cierto detenimiento tanto los datos de magnitud como de tiempo de ocurrencia de las terremotos de esta serie, se pueden deducir algunas consecuencias interesantes.

En la figura IV.3 se puede observar claramente que la ocurrencia de los terremotos está diferenciada en 4 grupos. En la tabla IV.2 aparecen detallados los datos de cada grupo especificando los terremotos que lo componen, duración del grupo (los tiempos están expresados en días, contados a partir de las 00:00 horas del día de ocurrencia del primer terremoto de la serie) y duración del período de tiempo que separa cada grupo. Se deduce claramente que tanto los tiempos de duración de cada grupo de terremotos, como los tiempos que discurren entre cada uno de los grupos sin actividad sísmica van aumentando consecutivamente. Los datos del primer grupo, por sí solos, son insuficientes para poder hacer cálculos fiables. Si tenemos en cuenta que entre el segundo grupo y el tercero hay un espacio de casi 7 días y que con este segundo grupo ya se cuenta con una cantidad apreciable de datos, es posible plantearse el realizar los cálculos propuestos con estos datos. Supongamos, por ejemplo, que nos encontramos en el día 10 de Julio de 1997 y se realizan los cálculos de probabilidad de ocurrencia con los datos acaecidos hasta ese momento y sin conocer ningún otro dato posterior.

Los valores de los estadísticos básicos de los primeros 59 terremotos ocurridos hasta el día 9 de Julio de 1997 han sido calculados según las expresiones [72] a [88] de la tabla III.1, y aparecen en la tabla IV.3. El histograma y el histograma acumulado se representan en la figura IV.4. Tanto el análisis de los histogramas como el coeficiente de asimetría positivo y el hecho de que la media sea mayor que la moda nos indican que esta distribución es moderadamente positiva. Por otro lado, el coeficiente de curtosis es mayor que 3 lo que indica que la curva de esta distribución es leptocúrtica, o sea, más apuntada que la curva de la distribución gaussiana. Con ello se puede inferir que hay una cierta falta de magnitudes bajas y altas y una mayor abundancia de magnitudes intermedias, considerando como referencia los valores extremos de los datos considerados.

Análisis variográfico experimental

Teniendo en cuenta los datos de los grupos 1 y 2, hasta el terremoto 59 inclusive, se calcula el variograma experimental (Englund y Sparks, 1991) para sus magnitudes, según la fórmula [13]. En la tabla IV.4 aparecen los datos calculados para cada punto indicando el número de parejas de datos que se forman, la distancia media o paso h entre puntos, el valor del variograma experimental, el valor del variograma teórico ajustado y el valor del correlograma. Así mismo, en la figura IV.5 se representan ambos variogramas. Conviene señalar que en este caso el paso o distancia h representa cantidad de terremotos, ya que el variograma se ha calculado respecto a la secuencia de orden de los terremotos. El variograma teórico ajustado es de tipo gaussiano, su

Tabla IV.3. Estadísticos básicos calculados para la magnitud de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998).

N	min	Q_1	M	m	Q_3	max	σ^2	σ	CV	M_3	CA	M_4	CC	Mo	R	RI
59	2	2.3	2.6	2.7	2.9	4.5	0.33	0.58	21.1	0.22	1.16	0.44	4.19	2.5	2.5	0.6

N : Número de datos	max : Valor máximo	M_4 : Momento central de 4º orden
min : Valor mínimo	σ^2 : Varianza	CC : Coeficiente de curtosis
Q_1 : Cuartil inferior	σ : Desviación típica	Mo : Moda
M : Mediana	CV : Coeficiente de variación (%)	R : Recorrido o rango
m : Media	M_3 : Momento central de 3º orden	RI : Rango intercuartílico
Q_3 : Cuartil superior	CA : Coeficiente de asimetría	

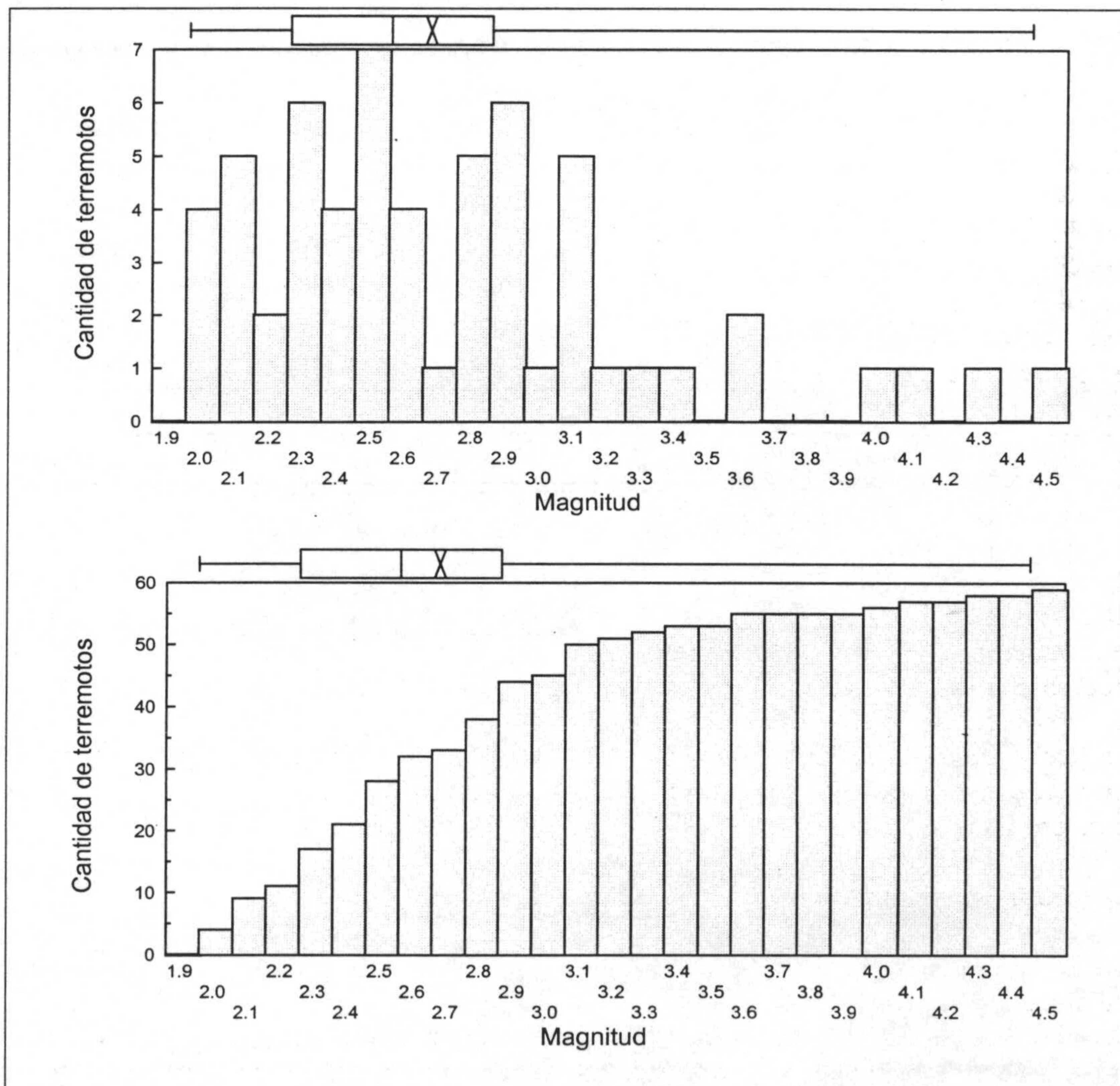


Figura IV.4. Histograma (arriba) e histograma acumulado (abajo) de las magnitudes de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de enero de 1998). En la parte superior de cada histograma se acompaña un gráfico de caja (box-plot, en inglés) que indica la posición de los valores estadísticos básicos: Mínimo, cuartil inferior, mediana, media, cuartil superior y máximo.

Tabla IV.4. Datos del variograma experimental y del variograma teórico ajustado para la magnitud de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de Enero de 1998). La distancia representada en el variograma indica en este caso cantidad de terremotos, ya que se ha calculado partiendo de la secuencia de las magnitudes de la serie sísmica.

Punto	Número de parejas	Distancia media h	Variograma experimental $\gamma(h)$	Variograma gaussiano ajustado	Correlograma
1	67	2.43	0.03	0.03	92.0%
2	162	5.62	0.13	0.12	63.9%
3	190	9.54	0.22	0.24	27.5%
4	183	13.59	0.3	0.3	7.3%
5	163	17.56	0.3	0.32	1.3%
6	150	21.54	0.34	0.33	0.1%
7	136	25.57	0.3	0.33	0.0%
8	115	29.54	0.37	0.33	0.0%
9	102	33.5	0.36	0.33	0.0%
10	86	37.5	0.29	0.33	0.0%
11	69	41.46	0.41	0.33	0.0%
12	54	45.42	0.43	0.33	0.0%
13	38	49.37	0.26	0.33	0.0%
14	22	53.28	0.18	0.33	0.0%
15	6	56.67	0.06	0.33	0.0%

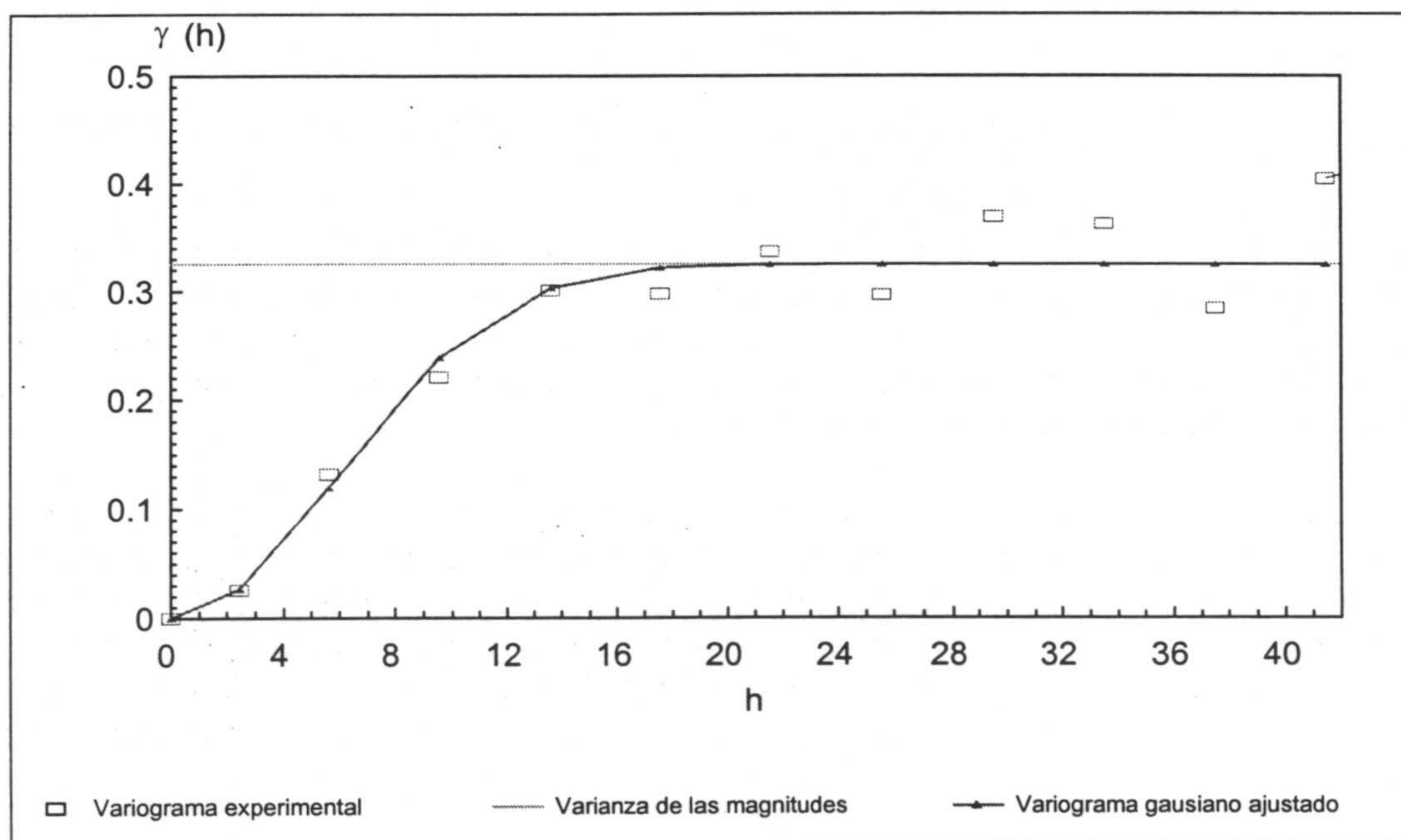


Figura IV.5. Variograma experimental calculado a partir de la evolución secuencial de las magnitudes de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de enero de 1998). En el eje de abscisas, el paso h indica cantidad de terremotos. El variograma teórico ajustado al variograma experimental es, en este caso, de tipo gaussiano y con un alcance teórico igual a 8.3 y un alcance práctico igual a 14.4, 0.326 Gau (14.4). También se representa la varianza.

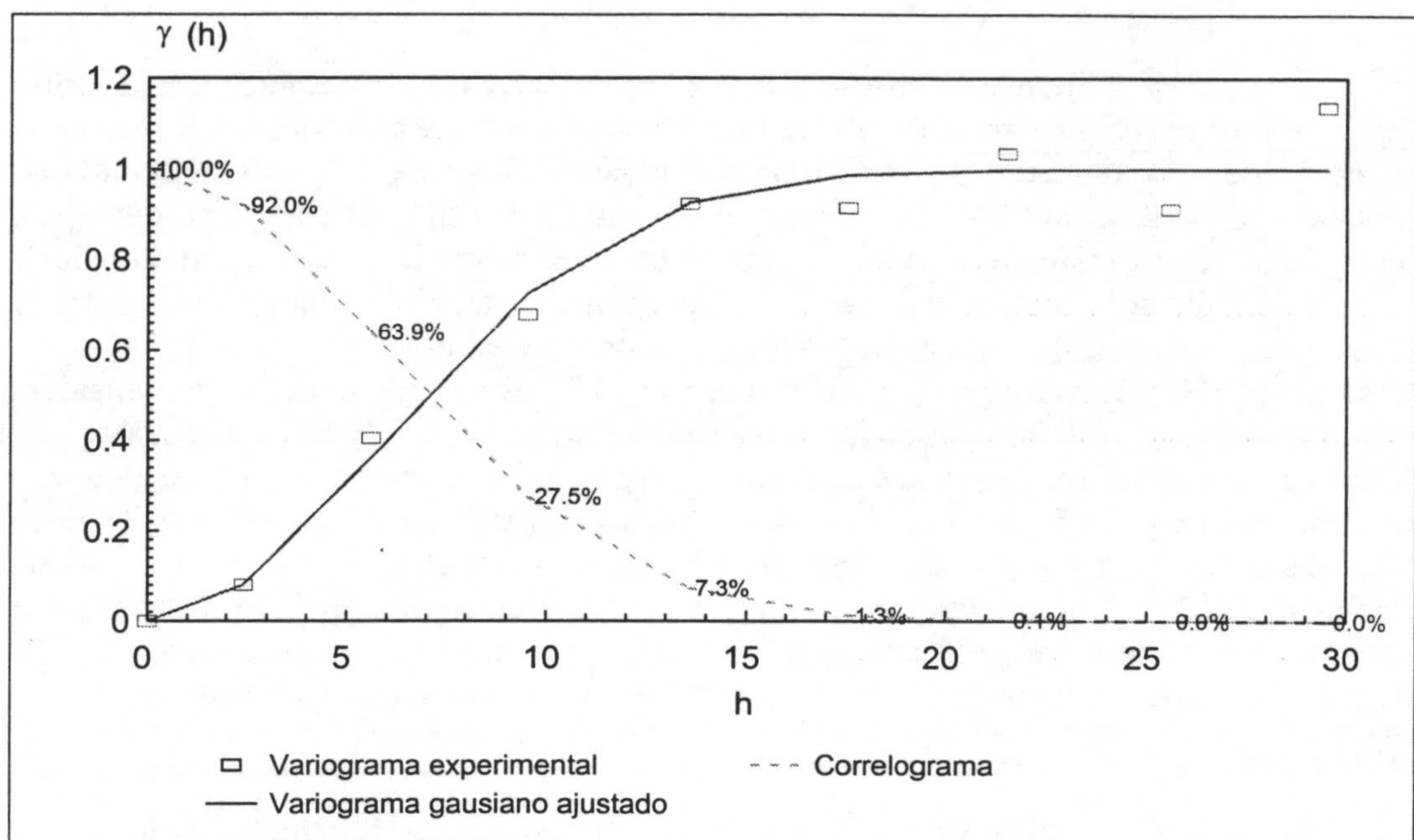


Figura IV.6. Correlograma correspondiente al variograma relativo calculado a partir de la evolución secuencial de las magnitudes de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998). En el eje de abscisas, el paso h indica cantidad de terremotos. Sobre cada uno de los puntos del correlograma correspondientes a los puntos del variograma experimental se especifican los valores, en porcentaje, de la correlación que existe entre los terremotos separados por una distancia h igual a la determinada sobre el eje de abscisas. Estos valores indican el grado de certeza con el que se podrán calcular las magnitudes de los próximos terremotos más probables. Así, por ejemplo, para los dos próximos terremotos a uno dado, se podrá calcular su magnitud con una certeza mayor del 92%.

alcance teórico es 8.3 y el alcance práctico 14.4 y la varianza vale 0.326; por tanto se nota como $0.326 \text{ Gau} (14.4)$.

Tanto el hecho de que exista un variograma experimental como el hecho de que se ajuste un variograma teórico de tipo gaussiano, muestran que entre estos datos existe cierta estructura, y aunque tienen un cierto carácter de aleatoriedad, ésta no es absoluta. En este caso se aprecia el doble carácter, aleatorio hasta cierto punto y sin embargo estructural de esta variable regionalizada.

El alcance del variograma y el valor de la meseta informan sobre la cantidad de terremotos entre los que existe relación estructural. Tal como se vio en su momento, el variograma gaussiano alcanza la meseta asintóticamente. Se adopta como alcance el valor del alcance práctico, en el que el valor del variograma alcanza el 95% del valor de la meseta. Conviene recordar que el valor de la meseta indica el momento a partir del cual se pierde toda correlación. Es decir, existe alguna relación estructural entre los 14 terremotos contiguos (según el orden de aparición) a un terremoto determinado.

El variograma gaussiano tiene un comportamiento parabólico en el origen, lo cual corresponde a un comportamiento muy continuo indicando que se trata de una variable muy regular. No se observa ningún otro tipo de estructura, ni comportamientos particulares en estos variogramas.

La figura IV.6 incluye el variograma relativo, el variograma teórico ajustado al mismo y el correlograma. El variograma teórico ajustado al variograma relativo es también de tipo gaussiano y sus parámetros, alcance teórico y práctico, coinciden con los del variograma anterior. A su vez el correlograma nos indica, en porcentaje, la correlación que existe entre todos los terremotos considerados y que están situados en cada momento a la distancia h dada. Así, para una distancia 2.4 la correlación es del 92%, lo que indica que los cálculos de las magnitudes de los 2 próximos terremotos más probables tendrán una certeza mayor del 92%. De igual modo, si se consideran los 5 terremotos más próximos la certeza será mayor del 64%. Si se analiza la parte final del correlograma, se puede deducir que a partir del momento en que se alcanza la meseta, para $h = 21.5$, la correlación entre los terremotos es menor del 0.1%. O sea, se alcanza la máxima variabilidad. Por lo tanto, se puede afirmar que se pueden calcular las probabilidades de ocurrencia de los 2 próximos terremotos al último considerado, en este caso el que hace el número 59 de esta serie, con una certeza mayor del 92%. Las probabilidades considerando los 3 terremotos más próximos tendrán una certeza superior al 85%, y con los 4 más próximos tendrán una certeza mayor del 78%.

Anamorfosis gaussiana y análisis variográfico sobre los datos gaussianos

Los valores de la función de anamorfosis gaussiana calculados para las magnitudes se presentan en la tabla IV.5, que ofrece además de los datos de partida los cálculos intermedios necesarios para llegar al valor final de la función. También se especifica en cada columna la fórmula que se utiliza en ese cálculo. Una información más amplia sobre los fundamentos de estas fórmulas está contenida en el apartado III.1.4.

Conviene recordar que el valor gaussiano y de la última columna de la tabla se calcula teniendo en cuenta que a los conjuntos de valores repetidos se les asigna el valor gaussiano calculado para el elemento de mayor orden del conjunto.

Se calcula el variograma experimental de los valores gaussianos o normales de las magnitudes (figura IV.7) y el variograma que mejor se le ajusta es $0.843 \text{ Gau } (20.6)$. Así mismo, en la figura IV.8 se presentan el variograma relativo y el correlograma obtenidos, destacando los valores de correlación ligeramente más altos que los obtenidos a partir de las magnitudes originales. El análisis variográfico sobre los datos gaussianos o normales de las magnitudes produce resultados semejantes al análisis sobre los datos de las magnitudes, tanto en la existencia de un variograma que demuestra la estructura existente entre los datos, como en la coincidencia del tipo de variograma ajustado.

En el gráfico de la figura IV.9 se representan los valores gaussianos (eje de abscisas, x) y los correspondientes valores originales de los datos (eje de ordenadas, y). Esta figura muestra la función de anamorfosis experimental con el modelo de cola adoptado, según la modelización gaussiana de las colas de la distribución (apartado III.1.4).

Los datos resultantes de todo este proceso (Pardo-Igúzquiza *et al.*, 1992) aparecen en la tabla IV.6. A partir de la experiencia adquirida, se propone una nomenclatura para nombrar de manera sistemática los ficheros resultantes de los diversos pasos de la simulación condicional, que son numerosos tanto para cada caso (según la cantidad de realizaciones efectuadas según distinto número aleatorio) como por la variedad de casos que se puedan calcular (lo que queda caracterizado por la cantidad de datos

Tabla IV.5. Cálculo de la función de anamorfosis gaussiana para las magnitudes de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de Enero de 1998).

Nº orden	Magnitud	Nº Evento	$F(z)$	$F(z_i)$	t	y_i	y
			[90]	[91], [92]	[93]	[94]	
1	2	41	0.02	0.02	2.86	-2.13	-1.5
2	2	44	0.03	0.03	2.61	-1.83	-1.5
3	2	45	0.05	0.05	2.45	-1.65	-1.5
4	2	50	0.07	0.07	2.33	-1.5	-1.5
5	2.1	25	0.08	0.08	2.23	-1.38	-1.04
6	2.1	53	0.1	0.1	2.15	-1.28	-1.04
7	2.1	32	0.12	0.12	2.07	-1.19	-1.04
8	2.1	55	0.13	0.13	2.01	-1.11	-1.04
9	2.1	46	0.15	0.15	1.95	-1.04	-1.04
10	2.2	26	0.17	0.17	1.89	-0.97	-0.9
11	2.2	2	0.18	0.18	1.84	-0.9	-0.9
12	2.3	18	0.2	0.2	1.79	-0.84	-0.57
13	2.3	28	0.22	0.22	1.75	-0.78	-0.57
14	2.3	54	0.23	0.23	1.71	-0.73	-0.57
15	2.3	19	0.25	0.25	1.67	-0.67	-0.57
16	2.3	38	0.27	0.27	1.63	-0.62	-0.57
17	2.3	3	0.28	0.28	1.59	-0.57	-0.57
18	2.4	6	0.3	0.3	1.55	-0.52	-0.38
19	2.4	56	0.32	0.32	1.52	-0.48	-0.38
20	2.4	17	0.33	0.33	1.48	-0.43	-0.38
21	2.4	59	0.35	0.35	1.45	-0.38	-0.38
22	2.5	35	0.37	0.37	1.42	-0.34	-0.08
23	2.5	34	0.38	0.38	1.38	-0.3	-0.08
24	2.5	29	0.4	0.4	1.35	-0.25	-0.08
25	2.5	57	0.42	0.42	1.32	-0.21	-0.08
26	2.5	58	0.43	0.43	1.29	-0.17	-0.08
27	2.5	7	0.45	0.45	1.26	-0.13	-0.08
28	2.5	23	0.47	0.47	1.23	-0.08	-0.08
29	2.6	36	0.48	0.48	1.21	-0.04	0.08
30	2.6	16	0.5	0.5	1.18	0	0.08
31	2.6	43	0.52	0.48	1.21	0.04	0.08
32	2.6	20	0.53	0.47	1.23	0.08	0.08
33	2.7	47	0.55	0.45	1.26	0.13	0.13
34	2.8	8	0.57	0.43	1.29	0.17	0.34
35	2.8	11	0.58	0.42	1.32	0.21	0.34
36	2.8	51	0.6	0.4	1.35	0.25	0.34
37	2.8	21	0.62	0.38	1.38	0.3	0.34
38	2.8	12	0.63	0.37	1.42	0.34	0.34
39	2.9	24	0.65	0.35	1.45	0.38	0.62
40	2.9	1	0.67	0.33	1.48	0.43	0.62
41	2.9	5	0.68	0.32	1.52	0.48	0.62
42	2.9	33	0.7	0.3	1.55	0.52	0.62
43	2.9	15	0.72	0.28	1.59	0.57	0.62
44	2.9	27	0.73	0.27	1.63	0.62	0.62
45	3	42	0.75	0.25	1.67	0.67	0.67
46	3.1	14	0.77	0.23	1.71	0.73	0.97
47	3.1	37	0.78	0.22	1.75	0.78	0.97
48	3.1	30	0.8	0.2	1.79	0.84	0.97
49	3.1	40	0.82	0.18	1.84	0.9	0.97
50	3.1	39	0.83	0.17	1.89	0.97	0.97
51	3.2	48	0.85	0.15	1.95	1.04	1.04
52	3.3	52	0.87	0.13	2.01	1.11	1.11
53	3.4	10	0.88	0.12	2.07	1.19	1.19
54	3.6	4	0.9	0.1	2.15	1.28	1.38
55	3.6	9	0.92	0.08	2.23	1.38	1.38
56	4	49	0.93	0.07	2.33	1.5	1.5
57	4.1	31	0.95	0.05	2.45	1.65	1.65
58	4.3	22	0.97	0.03	2.61	1.83	1.83
59	4.5	13	0.98	0.02	2.86	2.13	2.13

Nota:

Los valores entre corchetes hacen referencia a las fórmulas empleadas para el cálculo del parámetro correspondiente.

La última columna se ha calculado teniendo en cuenta que, al encontrar conjuntos de valores de magnitudes repetidos, se asigna a todos ellos la probabilidad gaussiana calculada para el elemento de mayor orden del conjunto.

Los valores de los puntos que determinan las colas, según la modelización gaussiana de las colas de la distribución son: $z_{\min} = 0.4429$ y $z_{\max} = 5.0080$ (fórmulas [97] a [100]).

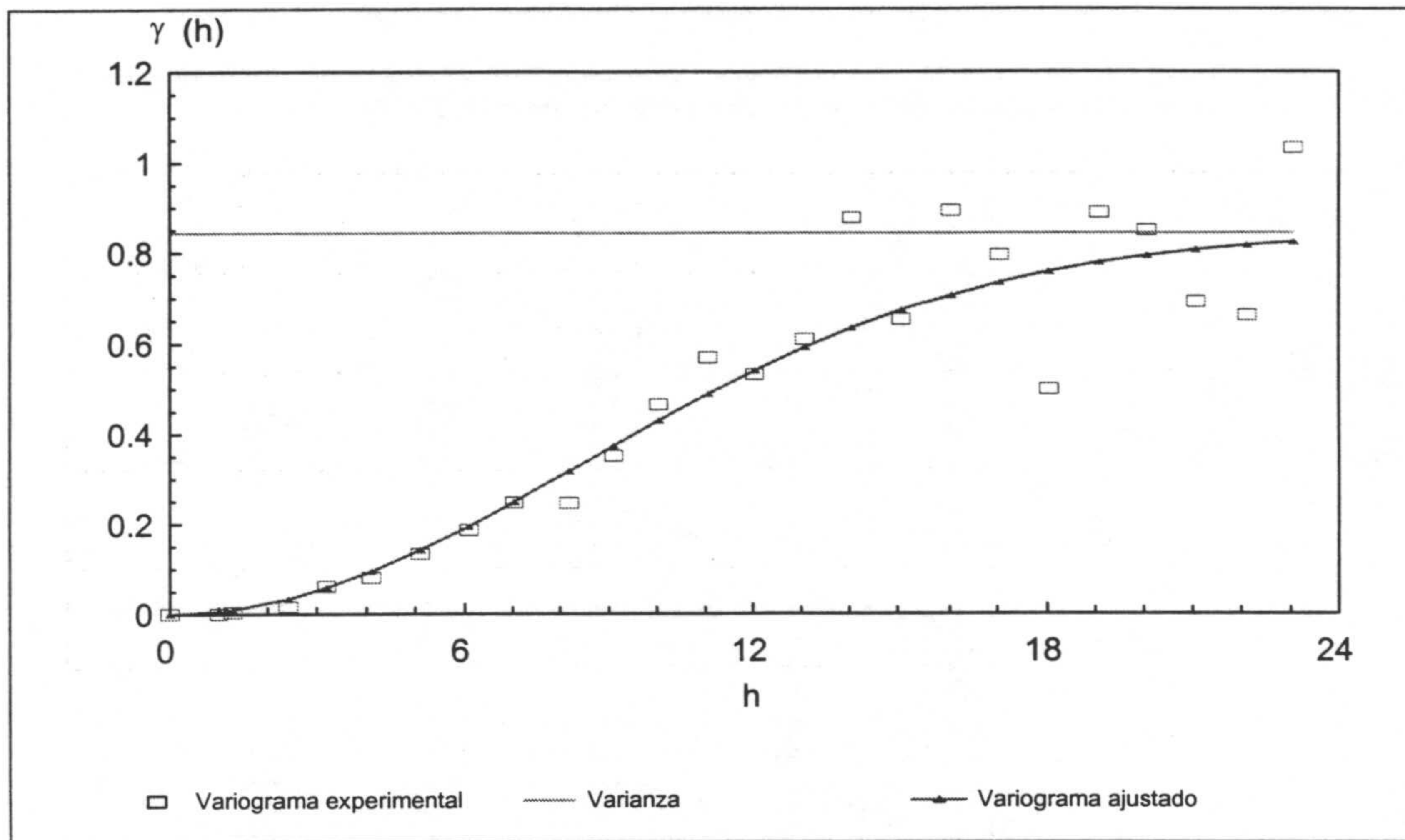


Figura IV.7. Variograma experimental calculado a partir de los datos gaussianos o normales de la evolución secuencial de las magnitudes de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de enero de 1998). En el eje de abscisas, el paso h indica cantidad de terremotos. Variograma teórico ajustado al variograma experimental, en este caso de tipo gaussiano y con un alcance teórico igual a 11.9 y un alcance práctico igual a 20.6, cuya notación es $0.843 \text{ Gau} (20.6)$. También se representa la varianza.

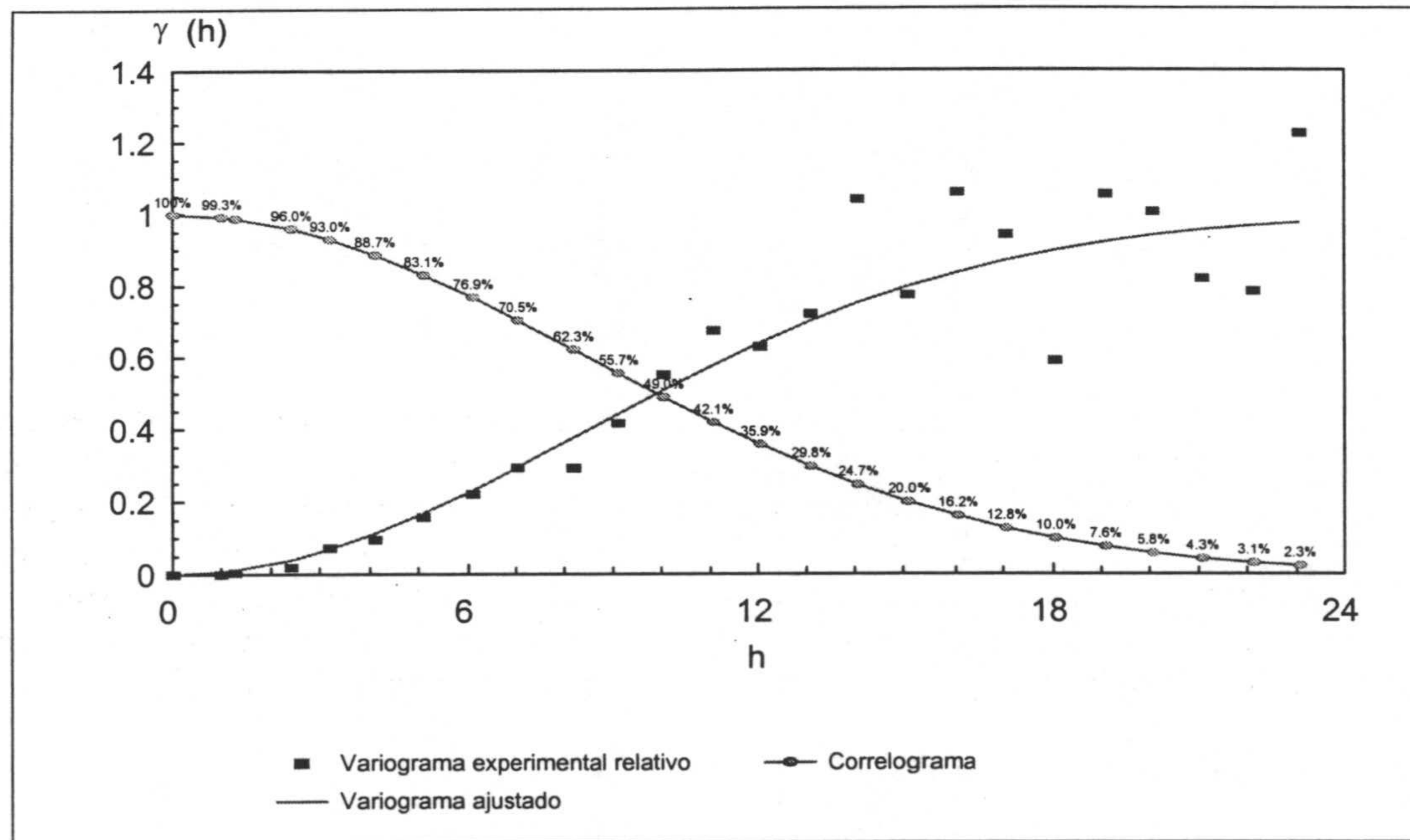


Figura IV.8. Correlograma correspondiente al variograma relativo, $1.0 \text{ Gau} (20.6)$, de los valores normales de la evolución secuencial de las magnitudes de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de enero de 1998). En el eje de abscisas, el paso h indica cantidad de terremotos. Sobre cada uno de los puntos del correlograma correspondientes a los puntos del variograma experimental se especifican los valores, en porcentaje, de la correlación que existe entre los terremotos separados por una distancia h igual a la determinada sobre el eje de abscisas. Por ejemplo, la correlación de los puntos situados a distancia $h < 5$ es superior al 80%.

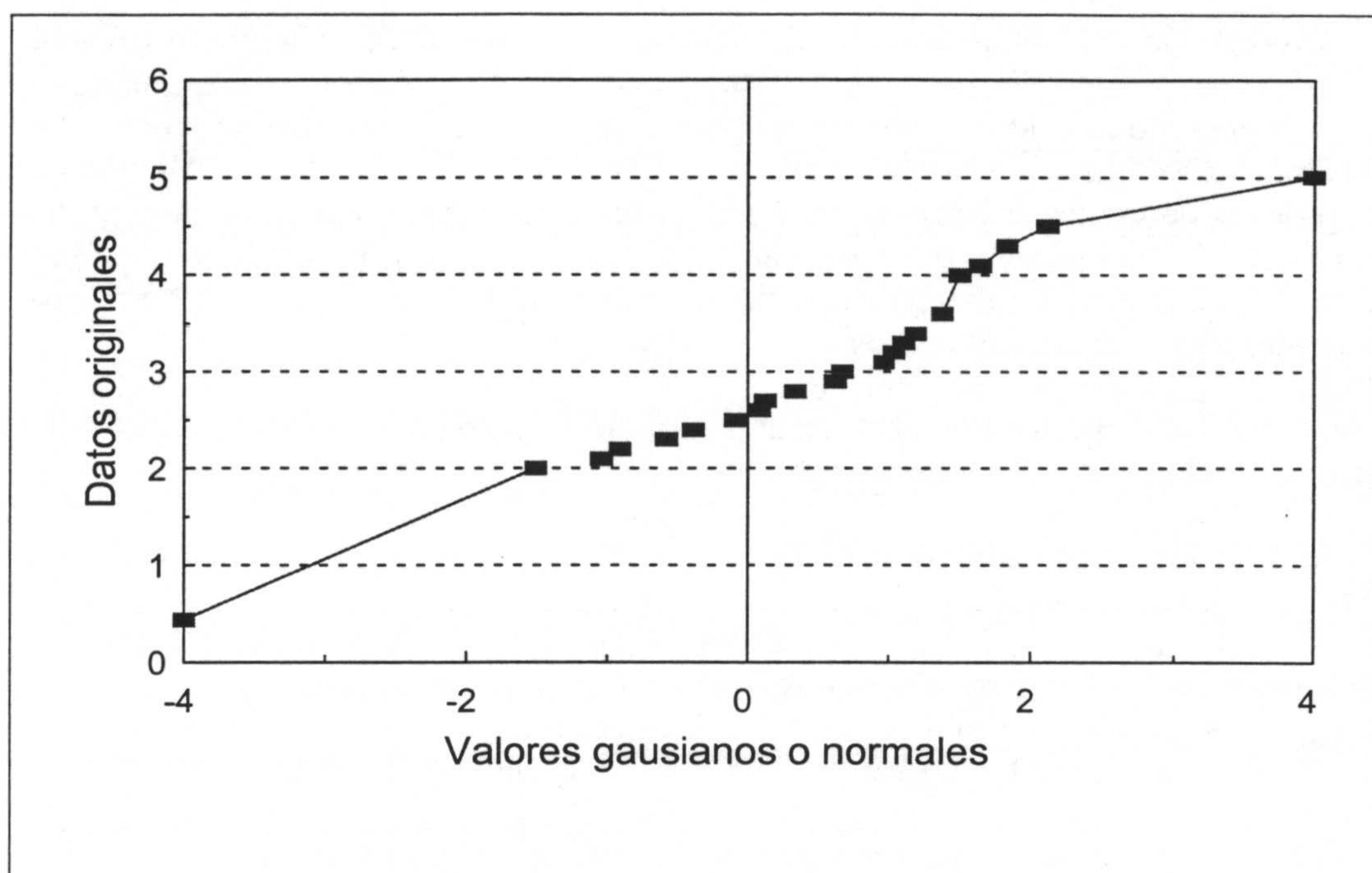


Figura IV.9. Función de distribución de probabilidad gaussiana de las magnitudes de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de enero de 1998), calculada por anamorfosis gaussiana. En el eje de abscisas se representan los valores gaussianos y en el de ordenadas los valores de las magnitudes de los terremotos. Las colas de la distribución se han calculado según el método de la modelización gaussiana de las colas de la distribución (Pardo-Igúzquiza, 1989).

usados en cada realización). Los valores gaussianos están en la columna notada como *Gddd*, *G* como inicial de datos Gaussianos y *ddd* para nombrar el fichero según el número de *datos* que hayan intervenido en su cálculo y los valores Normales o valores gaussianos de las magnitudes ordenadas, aparecen en la columna *Nddd*.

Simulación no condicional

El cálculo de la simulación no condicional se realiza a partir de la función variograma ajustada a los datos de las magnitudes, en este caso de tipo *0.326 Gau* (14.4). Este proceso, partiendo de los valores de las magnitudes, produce como resultados la simulación de los puntos Experimentales (columna *Edddaaa*, en la tabla IV.6) como el fichero y la simulación no condicional de los puntos a Simular (columna *Sdddaaa*, en la tabla IV.6), siendo *ddd* el número de *datos* que hayan intervenido en su cálculo y *aaa* el número aleatorio usado para iniciar el cálculo.

Condicionamiento de la simulación

Mediante el kriguaje, partiendo de los datos calculados en el paso anterior y de los datos *Gddd* gaussianos de los valores experimentales, se llega a obtener el valor de los puntos simulados Condicionados *Cdddaaa*. En este proceso se ha calculado una realización de la simulación que contenga los puntos experimentales, y consecuentemente, se deriva el último valor simulado.

Restitución del histograma experimental por Anamorfosis Gaussiana Directa

Partiendo de los valores gaussianos o normales $Nddd$ calculados en el proceso de la Anamorfosis Gaussiana Inversa es posible restituir los valores gaussianos obtenidos en el proceso de condicionamiento anterior $Cdddaaa$ a valores reales por Anamorfosis Gaussiana Directa. Se obtienen los valores simulados de las magnitudes, expresados como $Zdddaaa$ en la tabla IV.6 (Z como la letra que se emplea comúnmente para referirse a las variables aleatorias).

El resultado obtenido es el valor de magnitud más probable que tendrá el próximo terremoto de la serie, 3.18 para el terremoto número 60 en este caso.

Validación numérica del modelo simulado

El resultado obtenido en este caso está conforme a la realidad del fenómeno implicado. En el segundo apartado de todo este proceso ya se comprobó la bondad de los datos simulados no condicionados, obteniendo los variogramas correspondientes indicativos de la correlación y estructura que existe entre esos puntos.

Por otra parte se puede ver en la figura IV.10 que la secuencia de los valores originales y la de los mismos valores gaussianos o normales es del todo semejante. Así mismo el análisis variográfico efectuado tanto sobre los valores reales como sobre los valores gaussianos muestra concordancia en la estructura de los mismos y coincidencia en el modelo de variograma teórico ajustado en ambos casos.

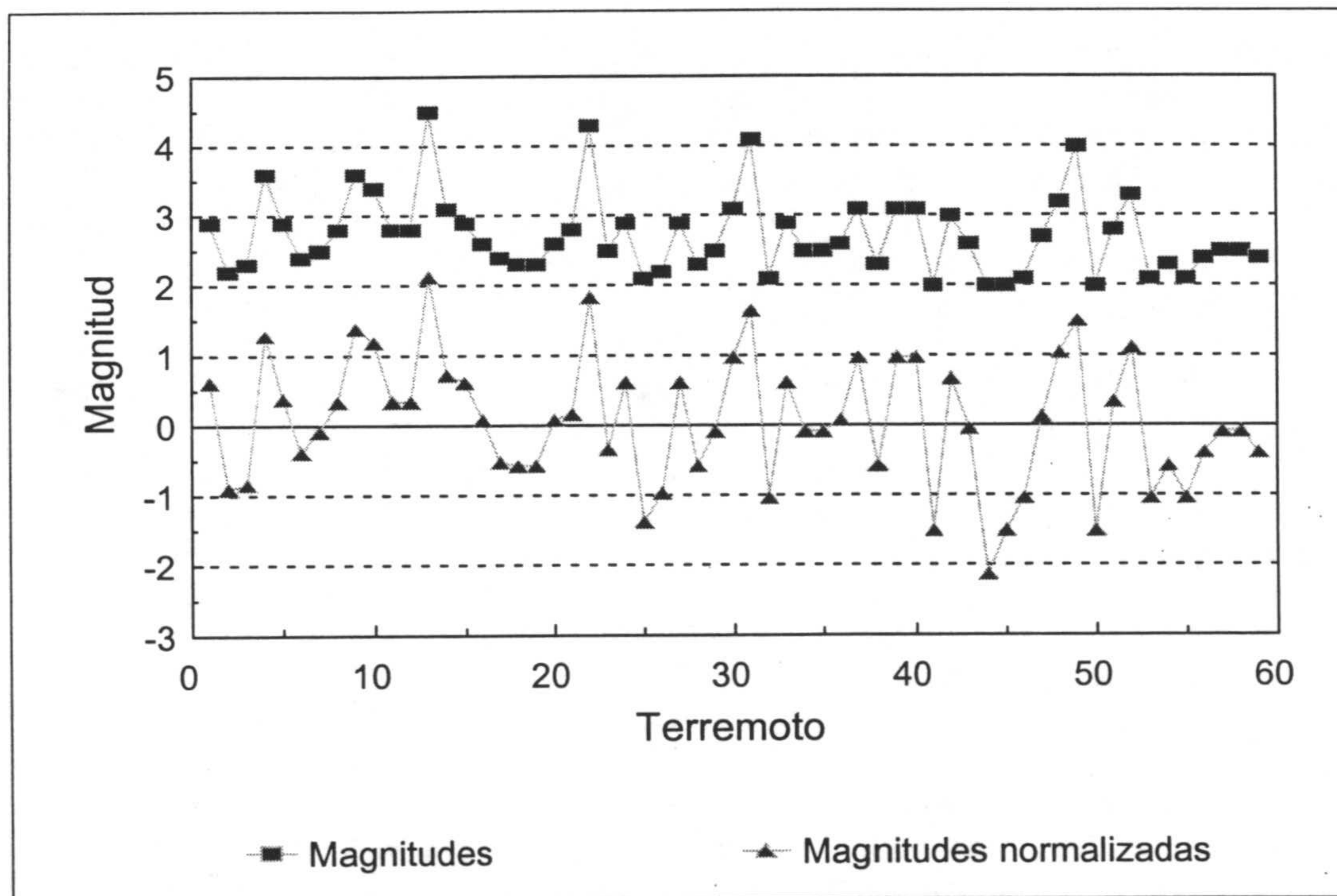


Figura IV.10. Comparación entre los valores originales de las magnitudes de los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998) y los valores gaussianos o normales de las mismas.

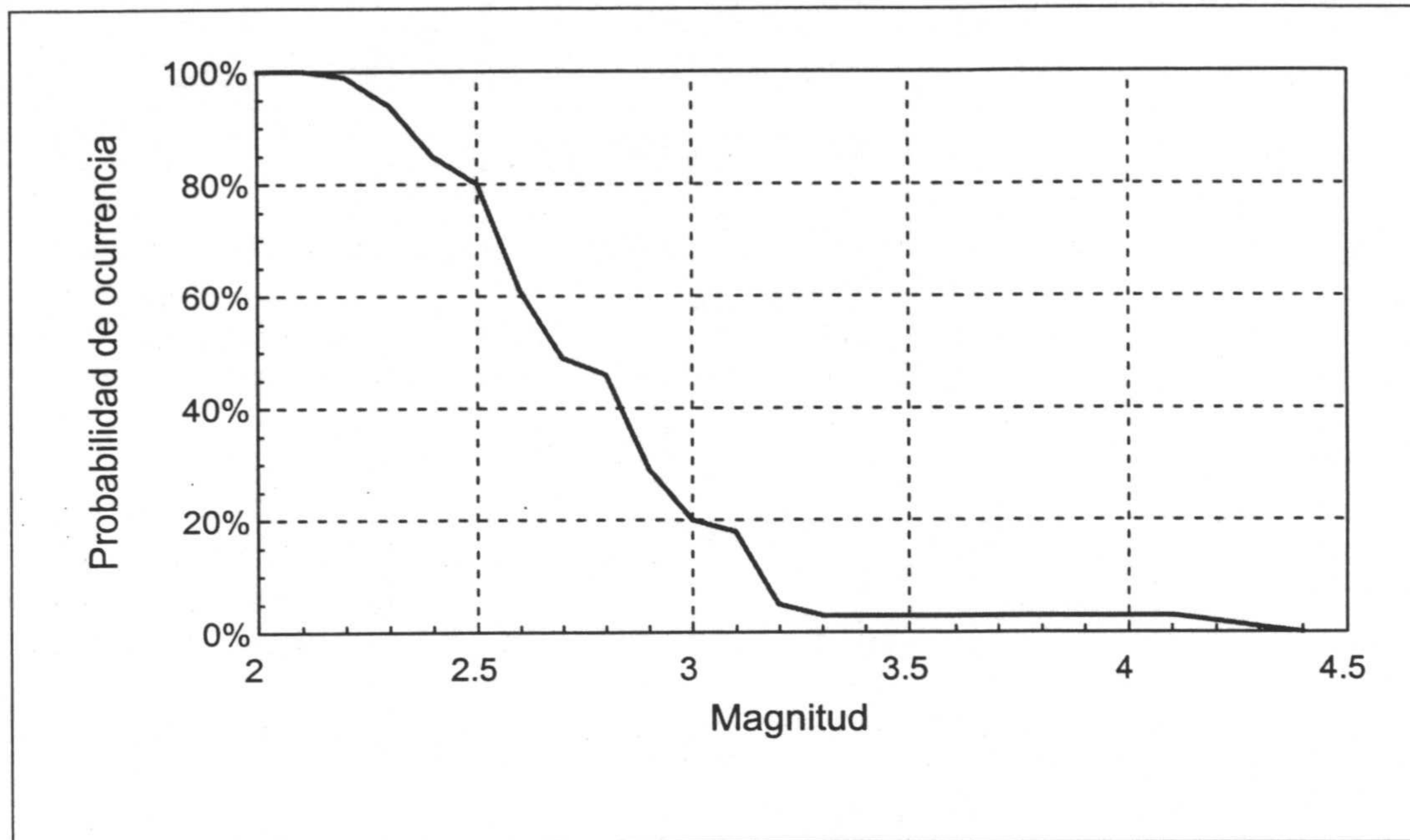


Figura IV.11. Curva de probabilidades de ocurrencia del terremoto número 60 de la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de enero de 1998), calculada a partir de 100 valores obtenidos por Simulación Condicional Geoestadística. Por ejemplo, la probabilidad de ocurrencia de un terremoto de magnitud m superior a 3 es del 20% y la probabilidad de que ese mismo terremoto sea de magnitud menor o igual a 3 es del 80%.

Resultados

Se repite todo el proceso de la Simulación Condicional Geoestadística 100 veces para cada caso a simular, utilizando como números aleatorios del 1 al 100 inclusive. Con todos estos datos es posible calcular el histograma acumulado (figura IV.11) que será el que proporcione, en términos de probabilidad, la información de todos estos cálculos. Considerando una magnitud determinada, pongamos por ejemplo en este caso (figura IV.11) la magnitud 3.0, la probabilidad de ocurrencia de un terremoto de magnitud superior a 3.0 es del 20% y la probabilidad de que ese mismo terremoto sea de magnitud menor o igual a 3.0 es del 80%.

Otro punto de vista desde el que se puede obtener información de la curva de probabilidades de la figura IV.11 es el hecho de establecer el valor de la mayor magnitud que puede llegar a tener el próximo terremoto, en este caso con una probabilidad del 1% un terremoto de magnitud 4.3, o bien, se puede interpretar que la magnitud máxima esperada es igual a 4.4, siendo en este caso la probabilidad de que el terremoto sea menor o igual a 4.4 del 100%, y del 0% la probabilidad de que sea mayor a esa magnitud.

Comparando con el valor de la magnitud igual a 3.2 del terremoto real, número 60 de la serie sísmica (tabla IV.1), se comprueba que esta magnitud tiene una probabilidad de ocurrencia del 5%. O lo que es igual, que el terremoto esperado tenía una probabilidad del 95% de ser menor o igual a esa magnitud y un 5% de probabilidad de ser mayor que esa magnitud.

IV.2.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable

En una serie infinita de terremotos, tanto los lapsos de tiempo entre eventos como la cantidad de los mismos se pueden usar para caracterizar el proceso de relajación sísmica ya que existe una relación entre ellos; pero si la serie es finita, la relación depende de la longitud del proceso, lo que hace necesario analizar ambos (Cox y Lewis, 1966). En general, los lapsos o períodos temporales pueden ser usados para un análisis microscópico mientras que la cantidad de terremotos ofrece una descripción macroscópica de las series (De Miguel, 1980).

En el estudio de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998), se supondrá que sólo son conocidos los primeros 59 terremotos, ocurridos desde el comienzo de la serie hasta el día 9 de Julio de 1997 (ver tabla IV.1). Se puede observar en las figuras IV.1, IV.2 y IV.3 que hay cuatro terremotos que destacan sobre los demás, ya que su magnitud duración M_D (De Miguel *et al.*, 1988) es igual o superior a 4.0 grados en la escala de Richter. Estos terremotos son los numerados como 13, 22, 31 y 49 en la tabla IV.1 y tienen magnitudes iguales a 4.5, 4.3, 4.1 y 4.0 respectivamente. Si se calcula la energía total disipada por los terremotos anteriores a cada uno de los considerados y el propio terremoto, según las fórmulas [111], [112] y [113], se obtienen los valores indicados en la figura IV.12 y que también se representan según su valor en la figura IV.13. En esta última figura se puede ver que la energía de cada paquete va decreciendo, aunque en los dos últimos de manera poco acentuada. En cualquier caso no hay que perder de vista la escala en la que se mueven estas cifras, que representan variaciones de pocas décimas de magnitud.

Teniendo en cuenta el rango de magnitudes (tabla IV.3) entre las que varían estos 59 datos, un valor mínimo de 2.0 y un máximo de 4.5, se calculan la cantidad de paquetes de energía para cada magnitud umbral comprendida entre estos valores extremos y con incrementos de 0.1 grados de magnitud y se representan en la figura IV.14. En la figura siguiente, IV.15, se representan los mismos datos pero en forma de porcentaje sobre la cantidad total, lo que servirá posteriormente para comparar los resultados obtenidos para diferentes series sísmicas.

Una vez que se consideran todos los aspectos anteriormente comentados, es lógico inferir que el próximo paquete de energía de la serie sísmica tendrá una energía semejante a la de los últimos paquetes, incluso ligeramente inferior si se sigue la tendencia vista. Por eso si se considera que el paquete tendrá una energía equivalente a la de un terremoto de magnitud $M_D = 4.0 \pm 0.1$, y hasta el momento (9 de Julio de 1997, terremoto 59) el valor de la energía disipada es la equivalente a la de un terremoto de $M_D = 3.41$, el valor de energía que queda por disipar dentro del paquete será la equivalente a la de un terremoto de magnitud 3.96 ± 0.11 . Estos datos se recogen en la tabla IV.7.

La energía, expresada en forma de magnitud equivalente, disipada por los terremotos 60, 61, 62 y 63, ocurridos hasta que se inició el siguiente paquete de energía (hasta el terremoto 63 de la tabla IV.1, véanse también las figuras IV.2 y IV.3), es igual a 3.85. Si se compara este valor con los valores calculados (tabla IV.7), se comprueba que está dentro de los márgenes considerados y el paquete de energía total es equivalente a un terremoto de magnitud 3.91.

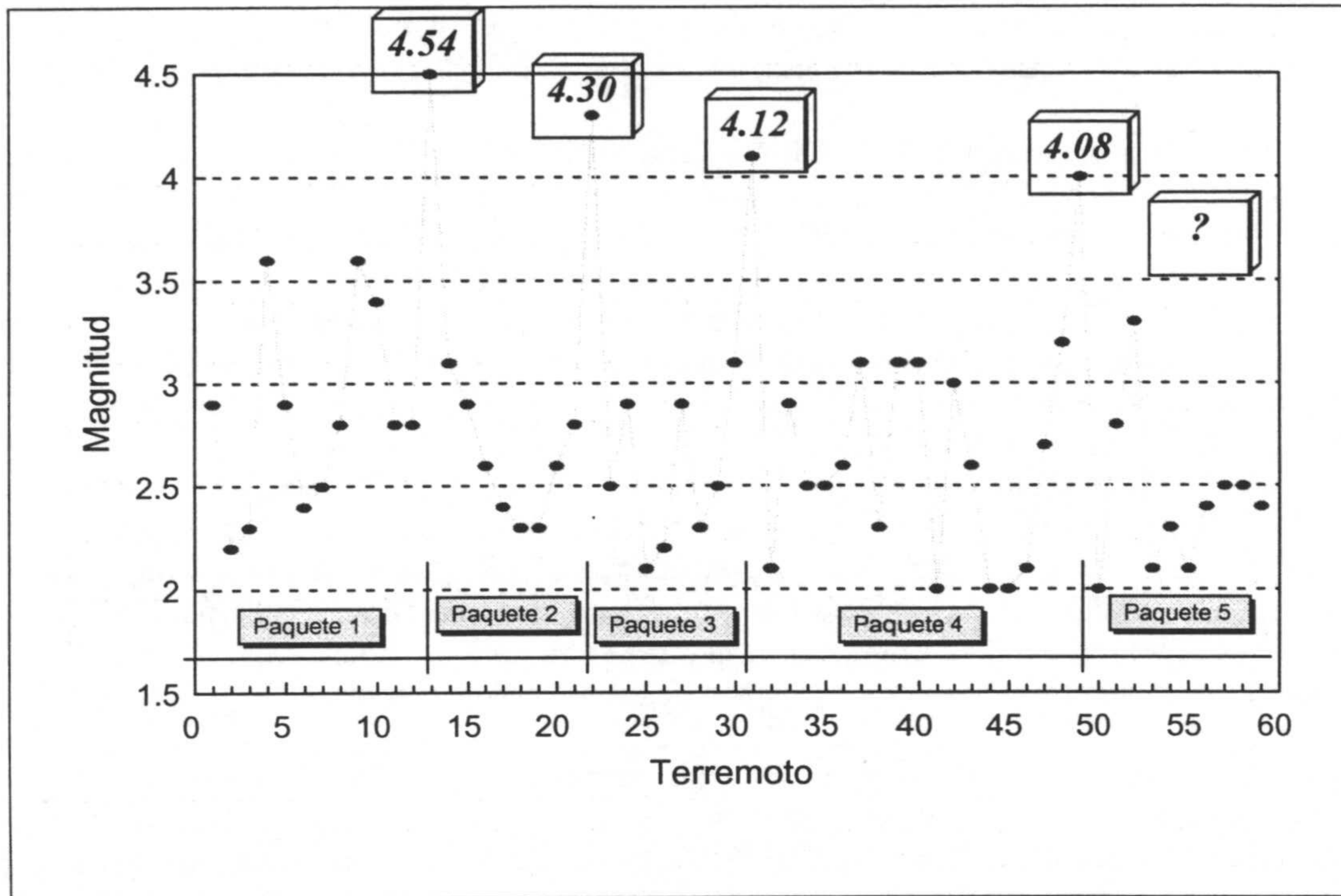


Figura IV.12. Paquetes de energía formados por cada uno de los terremotos de magnitud igual o superior a 4.0, números 13, 22, 31 y 49, y el grupo de terremotos menores anteriores al mismo. En la parte superior de cada terremoto mayor aparece la energía de cada paquete, expresada como la magnitud de un terremoto que disipara una energía equivalente a la del paquete.

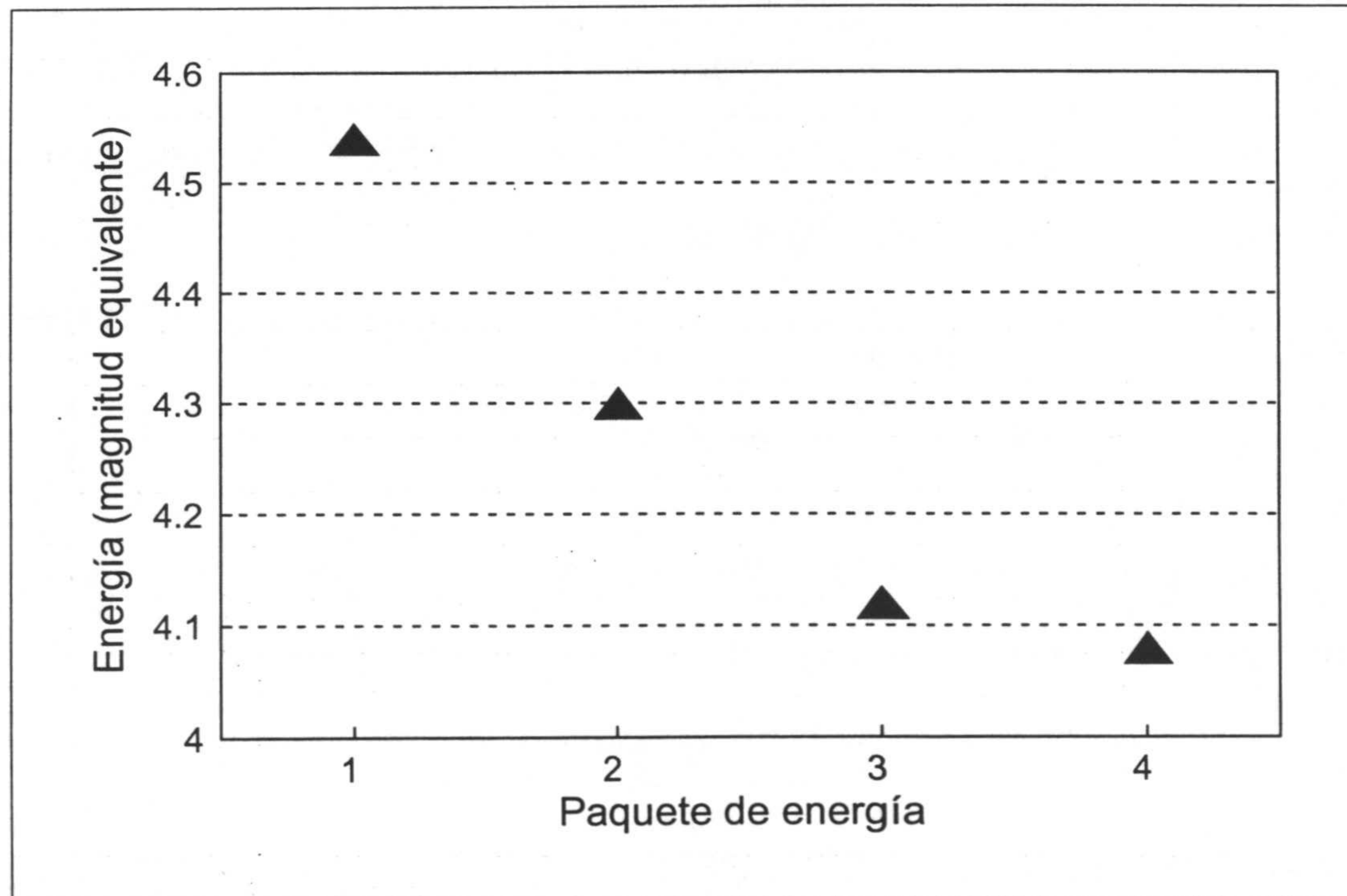


Figura IV.13. Valores de la energía, expresada como la magnitud de un terremoto equivalente que disipara igual cantidad de energía, para cada uno de los paquetes de energía definidos en la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de enero de 1998). Se ha supuesto que se conocen los primeros 59 datos de la serie sísmica y no los posteriores.

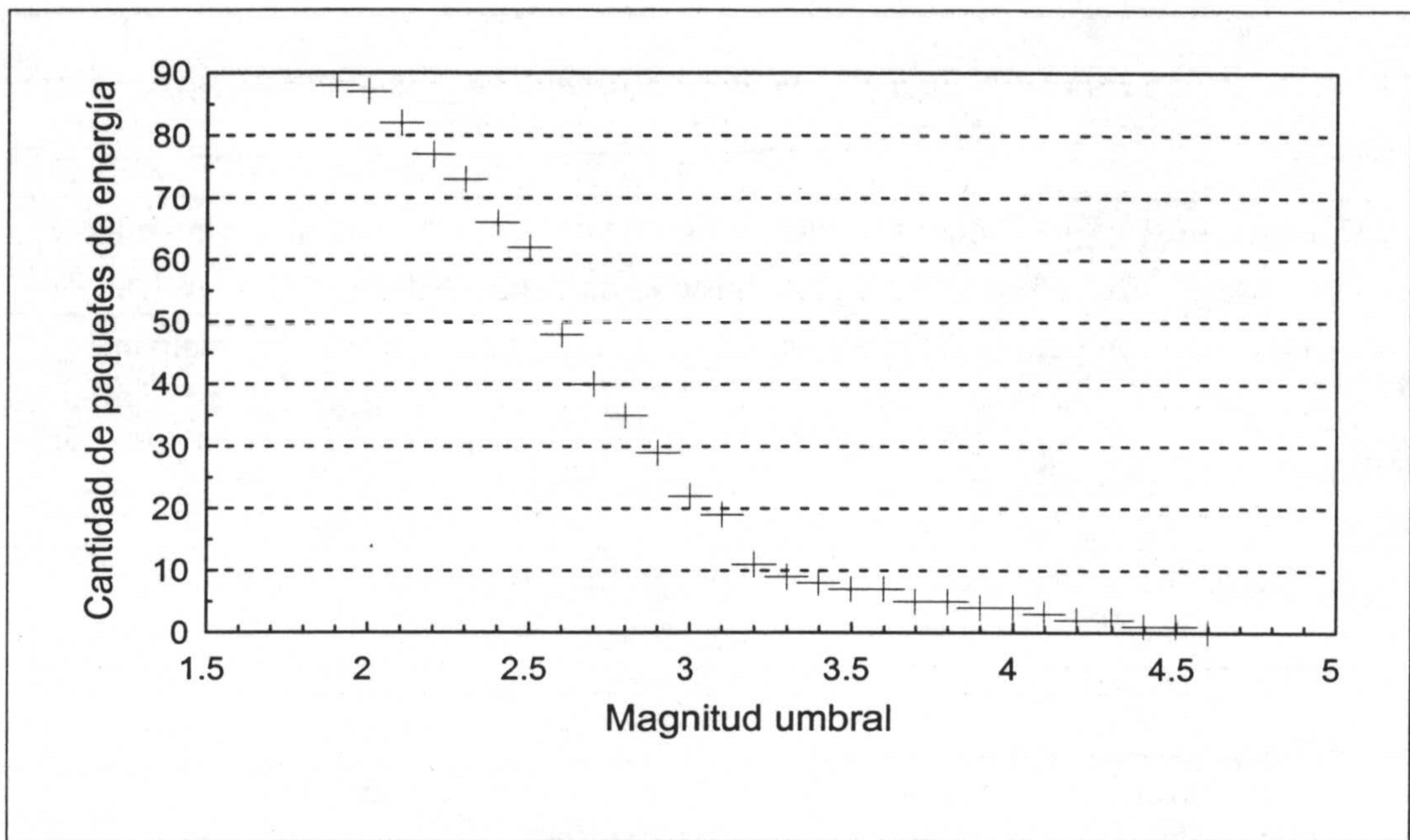


Figura IV.14. Cantidad de paquetes de energía presentes en la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de enero de 1998), para cada una de las magnitudes umbrales consideradas. Se ha supuesto que se conocen los primeros 59 datos de la serie sísmica y no los posteriores. En el caso de magnitud 2.0, como es el valor mínimo de la magnitud de estos terremotos, el número de paquetes de energía es igual al de terremotos.

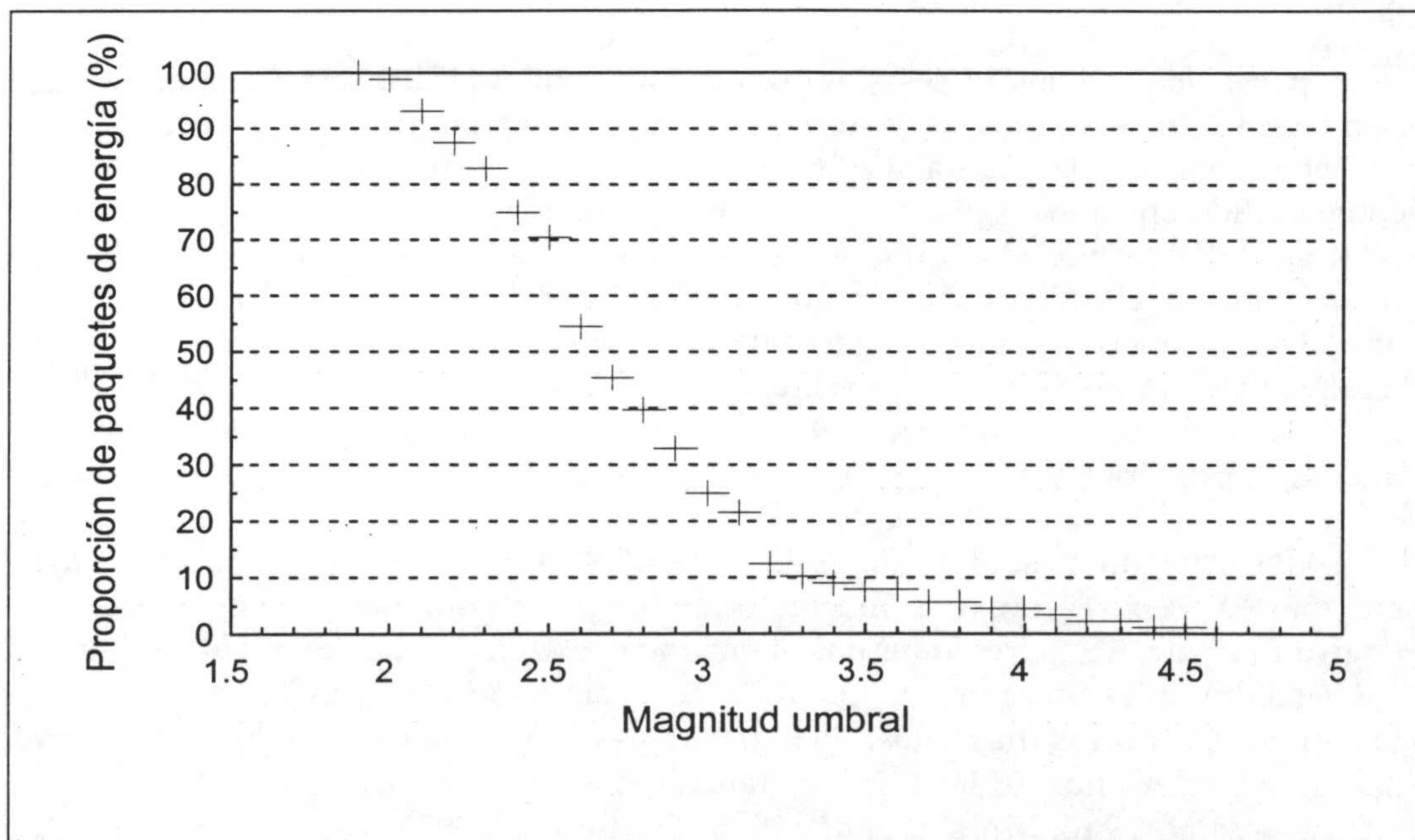


Figura IV.15. Proporción de paquetes de energía presentes en la serie sísmica del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de enero de 1998), para cada una de las magnitudes umbrales consideradas. Se ha supuesto que se conocen los primeros 59 datos de la serie sísmica y no los posteriores. En el caso de magnitud 2.0, como es el valor mínimo de la magnitud de estos terremotos, la proporción de paquetes de energía es igual al 100%.

**Tabla IV.7. Energía que debe disiparse en el paquete =
Energía total - Energía ya liberada**

La energía se expresa como la energía de un terremoto de magnitud equivalente	
Energía disipada hasta el momento = 3.41	
Energía supuesta para el último paquete	Energía que queda por disiparse
4.1	4.07
4	3.96
3.9	3.84
Energía del paquete calculada con los terremotos que realmente sucedieron	
3.85	

IV.2.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable

Continuando con el estudio de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998), se va a calcular el período de tiempo en el que podrá ocurrir de manera más probable el próximo terremoto, empleando el método de Varnes y Bufe (1996) explicado en el capítulo anterior.

Al igual que en los apartados anteriores, se considera que sólo se conocen los primeros 59 datos de la serie sísmica, ocurridos hasta el día 9 de Julio de 1997 (ver tablas IV.1 y IV.2 y figuras IV.2 y IV.3 y IV.4).

A partir de las magnitudes y utilizando la fórmula [112], se calcula el momento sísmico M_0 (en N·m) para cada terremoto. La suma acumulada del momento sísmico se representa en la figura IV.16. Conviene notar que se especifica el tramo comprendido entre los 8 días desde el comienzo de la serie, que corresponde al día 2 de Julio de 1997, y el día 15, que corresponde al día 9 de Julio de 1997; con ello la figura gana en claridad debido a que en los primeros terremotos el crecimiento del momento sísmico es poco significativo y se produce en un lapso de tiempo relativamente largo. También se representan en la misma figura los tiempos, $T1$ a $T5$, que señalan los puntos en los que el crecimiento es más brusco y que delimitan cuatro intervalos principales de tiempo, $I1$ a $I4$.

Todos estos datos se detallan en la tabla IV.8. Además en esta tabla se incluye la energía, expresada como la magnitud de un terremoto que tuviera una energía equivalente, de los terremotos que componen cada intervalo temporal definido. El valor medio de estos valores es igual a 4.02. También se indican las relaciones entre las longitudes de los intervalos, que en este caso son claramente crecientes y parece ser una característica de las series sísmicas tectónicas que ocurren en las Cordilleras Béticas (Vidal, 1986; Morales *et al.*, 1990; Peña *et al.*, 1993).

Si se representan los puntos determinados en su coordenada x por el tiempo T_i y en su coordenada y por el tiempo del siguiente evento T_{i+1} , se comprueba que tienden a alinearse sobre una recta como se puede ver en la figura IV.17. La recta

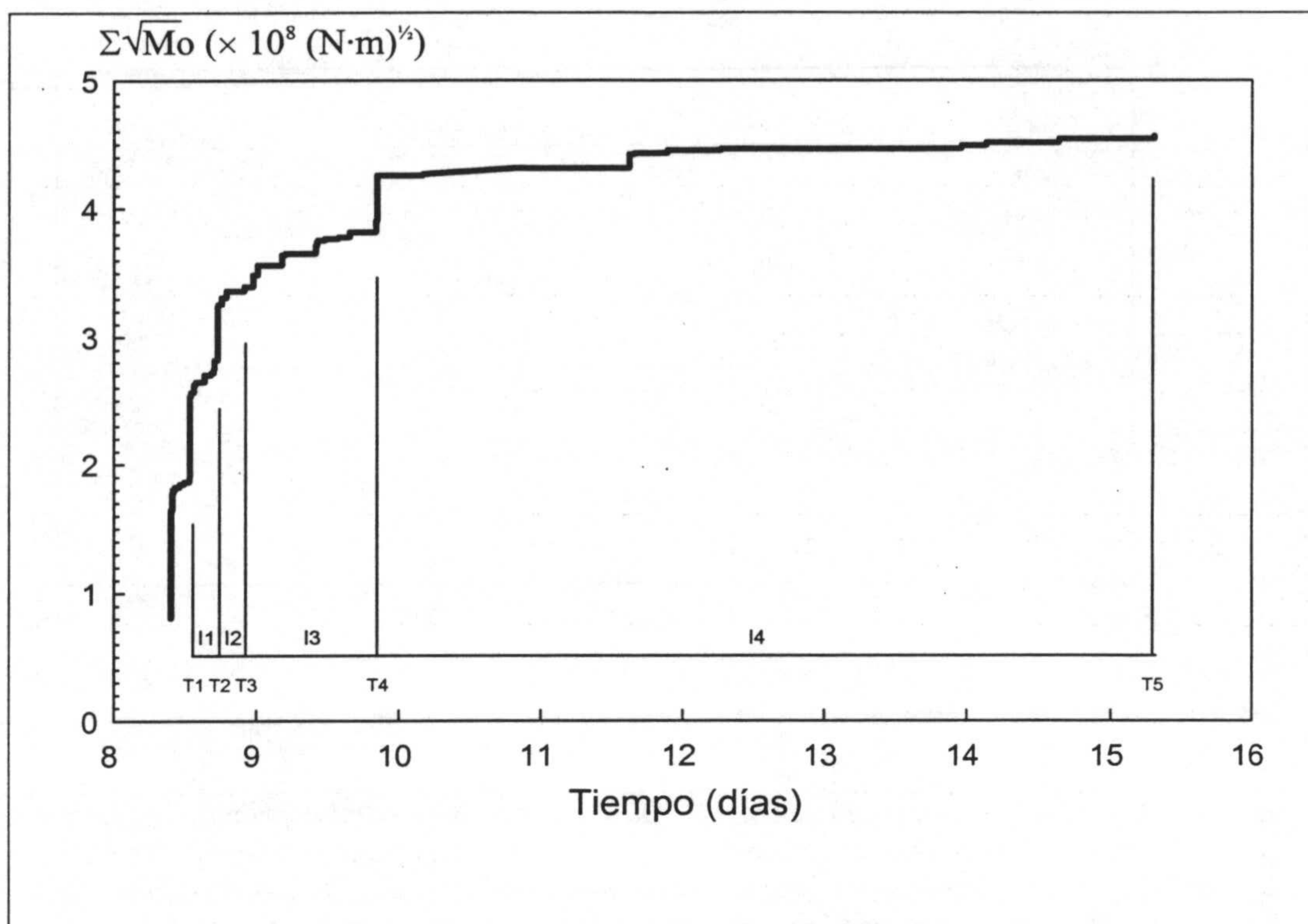


Figura IV.16. Crecimiento de la cantidad acumulada a lo largo del tiempo de $\Sigma\sqrt{M}_0$ para los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998). El día 8 corresponde al día 2 de Julio de 1997, y el día 15 al 9 de Julio de 1997. Para conseguir mayor claridad, los terremotos anteriores al día 2 de Julio no aparecen en el gráfico. Se señalan los tiempos T1 a T5 que marcan los crecimientos más bruscos y dividen la secuencia en cuatro intervalos principales, I1 a I4.

Tabla IV.8. Datos de los intervalos temporales definidos por los saltos en la relajación de la energía

Nombre	Terremoto n°	Magnitud	Tiempo (días) GMT	Intervalo	Longitud del intervalo (días)	Magnitud equivalente del intervalo	Razón $I_{(i+1)} / I_i$	$T_{final} - T$
T1	21	2.8	8.54	I1	0.17	4.31	1.26	6.77
T2	30	3.1	8.71					
T3	36	2.6	8.92	I3	0.92	3.61	4.3	6.38
T4	48	3.2	9.84					
T5	59	2.4	15.3	I4	5.46	4.04	-	-

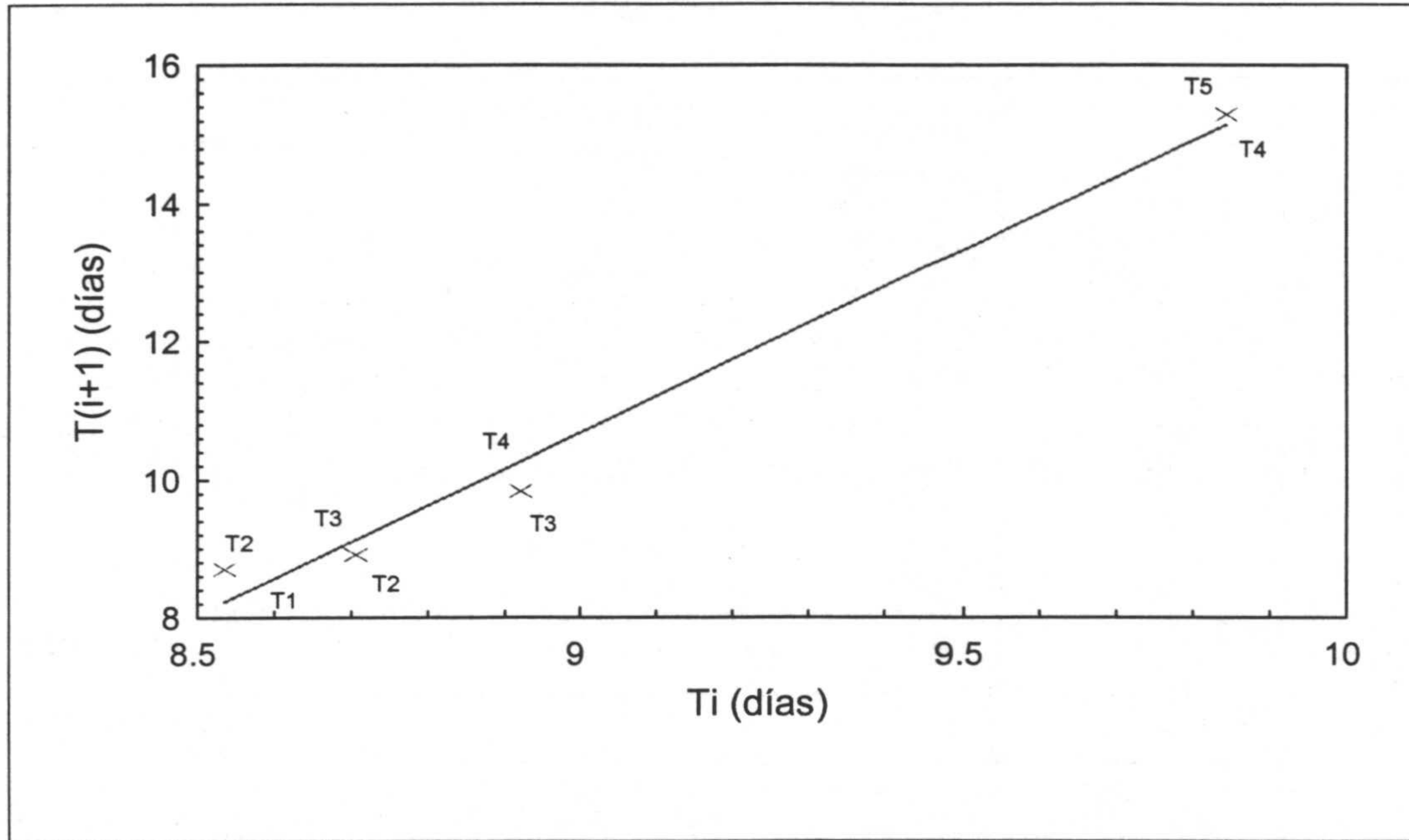


Figura IV.17. Tiempos de los comienzos de cada uno de los intervalos principales dibujados frente a los del próximo intervalo, puntos (T_i, T_{i+1}) . Se han considerado los primeros 59 terremotos de la serie sísmica del Mar de Alborán (1997-1998). El día 8 corresponde al día 2 de Julio de 1997, y el día 15 al 9 de Julio de 1997. La recta que mejor se ajusta a los puntos es:

$$T_{i+1} = [5.297 \pm 0.482] T_i + [-36.991 \pm 0.487]$$

El coeficiente de correlación es $r = 0.992$.

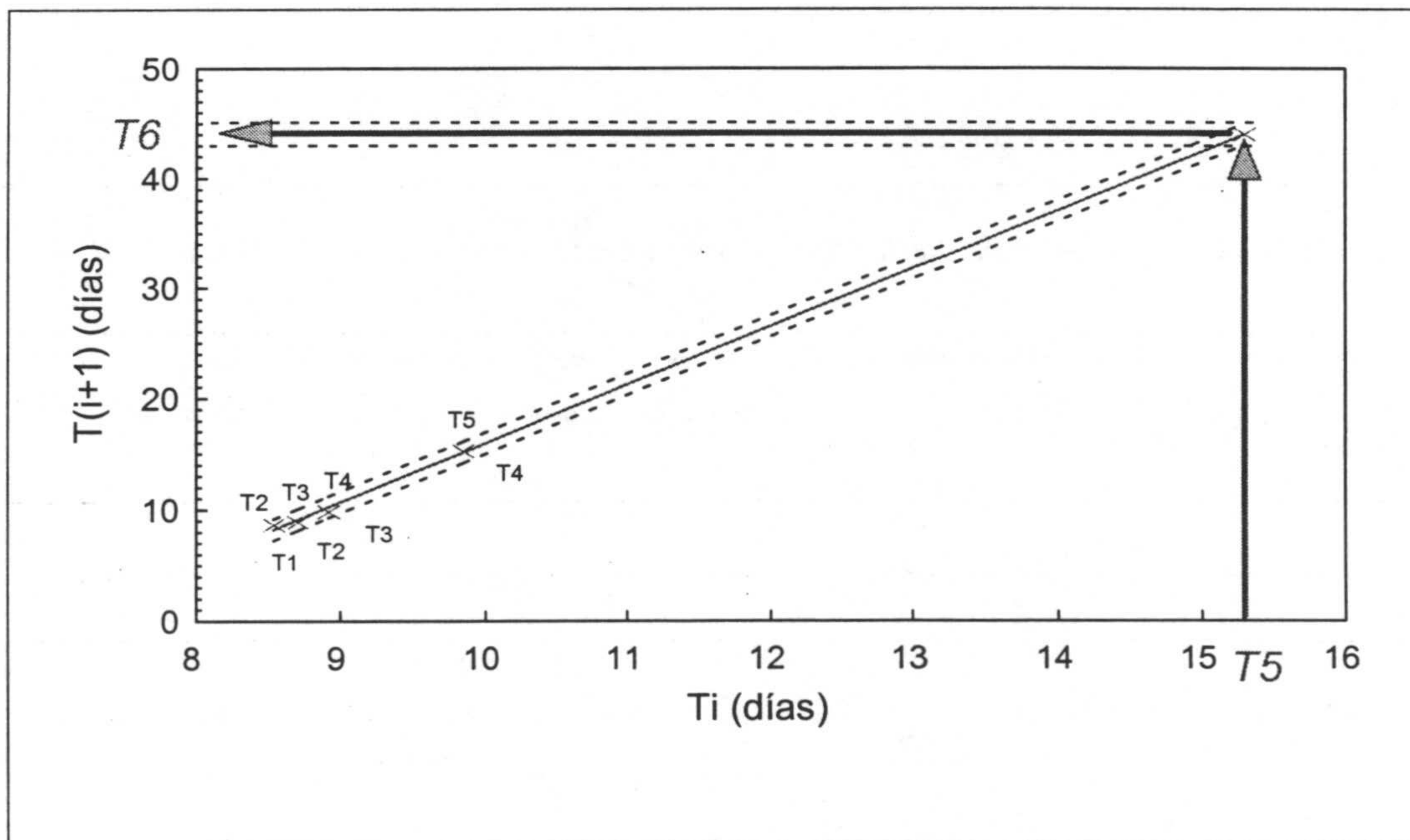


Figura IV.18. Cálculo del tiempo de ocurrencia del próximo terremoto más probable. Se proyecta el último tiempo definido en los intervalos, T_5 , sobre la recta ajustada, [114], y desde ésta hasta el eje de ordenadas, obteniendo el valor de T_6 . El día 8 corresponde al día 2 de Julio de 1997, y el día 15 al 9 de Julio de 1997. Se señalan los pares de tiempos que forman los puntos. Las líneas punteadas señalan los intervalos de precisión, calculados a partir de los errores de ajuste de la recta.

ajustada es:

$$T_{i+1} = [5.297 \pm 0.482] T_i + [-36.991 \pm 0.487] \quad [114]$$

El coeficiente de correlación es $r = 0.992$.

Como el último valor de tiempo conocido es T_5 , si se proyecta éste sobre la recta ajustada (ver figura IV.18) y desde ésta se proyecta sobre el eje de ordenadas, se obtiene el valor de T_6 . En este caso, T_6 es igual a 44.069 días desde el comienzo de la serie (24 de Junio de 1997), que corresponde al día 7 de Agosto de 1997. Teniendo en cuenta los errores del ajuste, el intervalo temporal definido será:

$$T_6 = 44.069 \pm 0.969 \text{ (días)}$$

Los extremos del intervalo definido son [43.100, 45.038] que corresponden respectivamente a los días 6 y 8 de Agosto de 1997.

IV.2.5. Recopilación y comparación entre los resultados obtenidos y los valores reales

Si se confrontan los datos de la serie sísmica que aparecen detallados en la tabla IV.1 y se observa la figura IV.3, se puede comprobar que a partir del 9 de Julio de 1997, fecha en la que ocurrió el terremoto número 59, hay un período de 20 días en los cuales cesó aparentemente la actividad sísmica de la serie. Hasta que el 29 de Julio de 1997, la Red Sísmica de Andalucía (Alguacil, 1986) registró el siguiente terremoto de la serie de magnitud duración (De Miguel *et al.*, 1988) igual a 3.2. Le siguieron dos terremotos pequeños más los días 31 de Julio y 4 de Agosto de 1997 de magnitudes iguales a 2.7 y 2.8, respectivamente. Todos estos terremotos pasaron desapercibidos por la población. El sábado día 7 de Agosto de 1997 se produjo un terremoto más fuerte, sentido en varias poblaciones del sur de las provincias de Almería y Granada, cuya magnitud llegó a alcanzar 3.8 grados en la escala Richter. Sumando la energía de

Tabla IV.9. Comparación entre las fechas de ocurrencia de los terremotos previamente simulados y los terremotos realmente ocurridos.

Fecha simulada		Fecha real		Diferencia
Límite inferior del intervalo de confianza	Tiempo y fecha (GMT)	Límite superior del intervalo de confianza	Tiempo y fecha (GMT)	(real - simulado)
43.1	44.069	45.038	44.803	0.735
6 - Agosto - 1997	7 - Agosto - 1997	8 - Agosto - 1997	7 - Agosto - 1997	17 h 38'

estos últimos cuatro terremotos (números 60 a 63 de la tabla IV.1), obtenemos una energía equivalente a la de un terremoto de magnitud 3.85. El tiempo de ocurrencia del terremoto más fuerte, número 63, fue igual a 44.803 días después del comienzo de la serie. En la tabla IV.9 se muestran y resumen estos datos. Como se puede comprobar, hay una buena concordancia entre el tiempo calculado y el real, y en cualquier caso el tiempo real está comprendido dentro del intervalo de confianza calculado.

Todos los cálculos sobre esta serie sísmica se han realizado a partir de los primeros 59 datos (tabla IV.1), sin intervenir en ningún momento ningún dato posterior a ellos. En la figura IV.13, la tabla IV.7 y la tabla IV.9 se resumen los resultados obtenidos a partir del cálculo de probabilidades de ocurrencia de terremotos de una magnitud menor o igual a una magnitud determinada, mediante la Simulación Condicional Geoestadística; el cálculo de la energía que quedaba por disiparse dentro de un paquete de energía; y el cálculo de la temporización del próximo terremoto más probable usando el método de Varnes y Bufe (1996), respectivamente. Como se ha podido comprobar, los datos simulados están en buena concordancia con los datos de los terremotos realmente acontecidos.

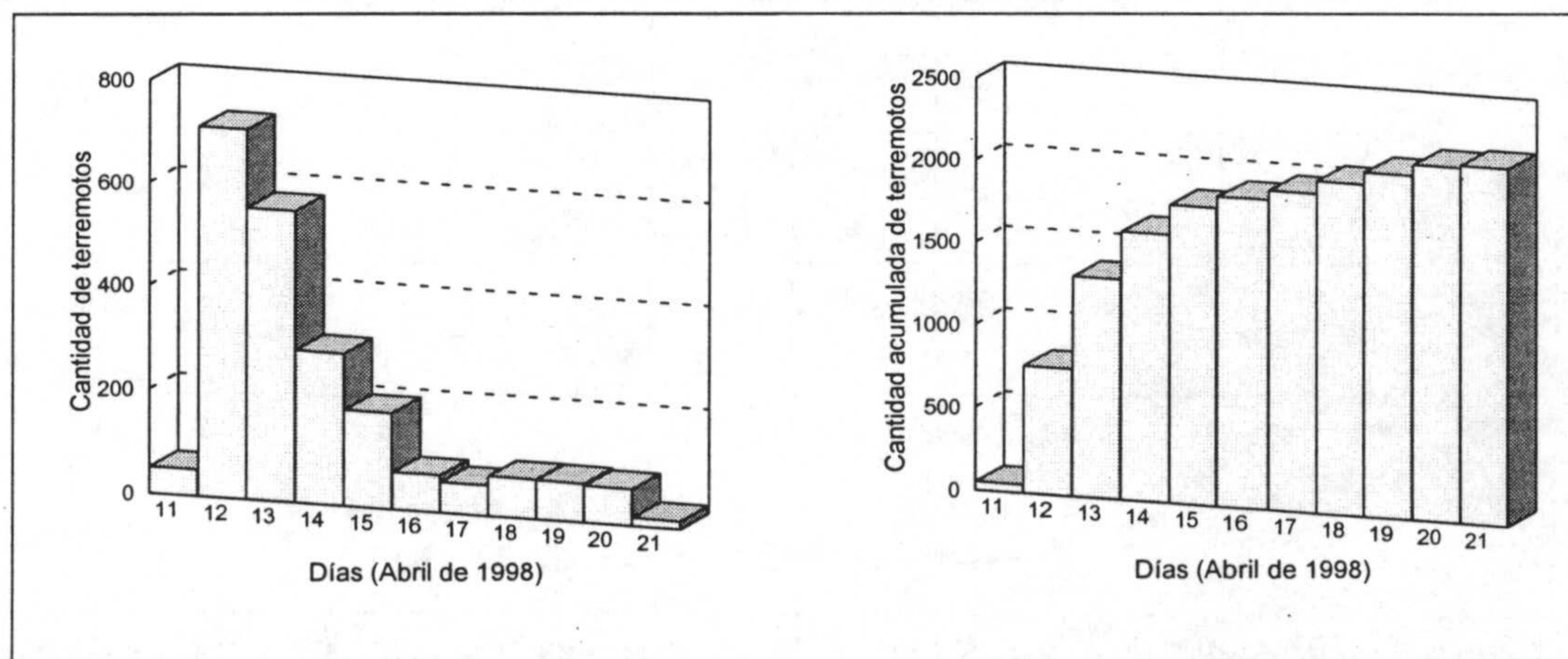
IV.3. La serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba) (11 de Abril de 1998 - 21 de Abril de 1998)

IV.3.1. Descripción de la serie sísmica

Según datos procedentes del Instituto Andaluz de Geofísica, emitidos el martes día 14 de Abril, la serie comenzó con un microterremoto de magnitud $M = 1.7$, el sábado 11 de Abril de 1998 a las 20 h 9 m (GMT ó TUC), 22 h 9 m hora local, (GMT: Greenwich Meridian Time ; TUC: Tiempo Universal Coordinado).

Esta serie sísmica destaca por la gran cantidad de microterremotos que se desencadenaron en un espacio de tiempo relativamente corto. En la tabla IV.10 se ofrece la cantidad de terremotos y microterremotos que han ocurrido cada día, así como el número de terremotos de magnitud igual o superior a $M = 3.0$ grados en la escala Richter. Estos datos se pueden visualizar más cómodamente en los histogramas de la figura IV.19. Destaca especialmente que en los primeros 5 días aparecieron 1804 microterremotos, aumentando posteriormente de manera más o menos paulatina esta cantidad, como se puede ver en el histograma acumulado. Once días después del comienzo de la serie se han detectado un total de 2171 microterremotos.

La gran cantidad de microterremotos producidos y detectados hace prácticamente imposible que se disponga actualmente de las magnitudes y de las localizaciones de todos ellos, razón por la cual se opta por considerar solamente los terremotos de magnitud $M \geq 3.0$. Con estos datos (tabla IV.11) se procede a analizar tanto la temporización de los próximos terremotos relevantes más probables, como a realizar los cálculos de las magnitudes de los mismos mediante los paquetes de energía y mediante la simulación condicional geoestadística. La localización de los terremotos magnitud $M \geq 3.0$ (figura IV.20) se sitúa alrededor de las coordenadas 37.194° y 37.296° de latitud Norte y 4.199° y 4.354° de longitud Oeste, área colindante con el límite sur del embalse de Iznájar, situado al SW de la población de Iznájar (Córdoba) en el SE de la provincia de Córdoba y al N de Loja (Granada), con una profundidad que oscila entre los 7 y los 17 km. La intensidad máxima ha sido II-III en las



Figuras IV.19. Histograma (izquierda) e histograma acumulado (derecha) de la cantidad de terremotos ocurridos diariamente en la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba) (11 al 21 de Abril de 1998). Se puede observar claramente que la mayor parte de los terremotos acontecieron entre los días 12 y 15 de Abril de 1998.

Tabla IV.10. Cantidades diarias de microterremotos de la serie sísmica de Loja - Iznájar (1998)

Día (Abril de 1998)	Cantidad de Terremotos	Cantidad acumulada	Magnitud máxima	Cantidad de terremotos de $M \geq 3$	Cantidad acumulada de $M \geq 3$
11	50	50	3.2	1	1
12	715	765	3.6	19	20
13	562	1327	3.9	19	39
14	292	1619	3.9	10	49
15	185	1804	3.7	5	54
16	71	1875	2.8	0	54
17	58	1933	3.3	2	56
18	76	2009	3.2	2	58
19	75	2084	3.2	2	60
20	71	2155	3.2	3	63
21	16	2171	2.5	0	63

Fuente: Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, Granada, España.

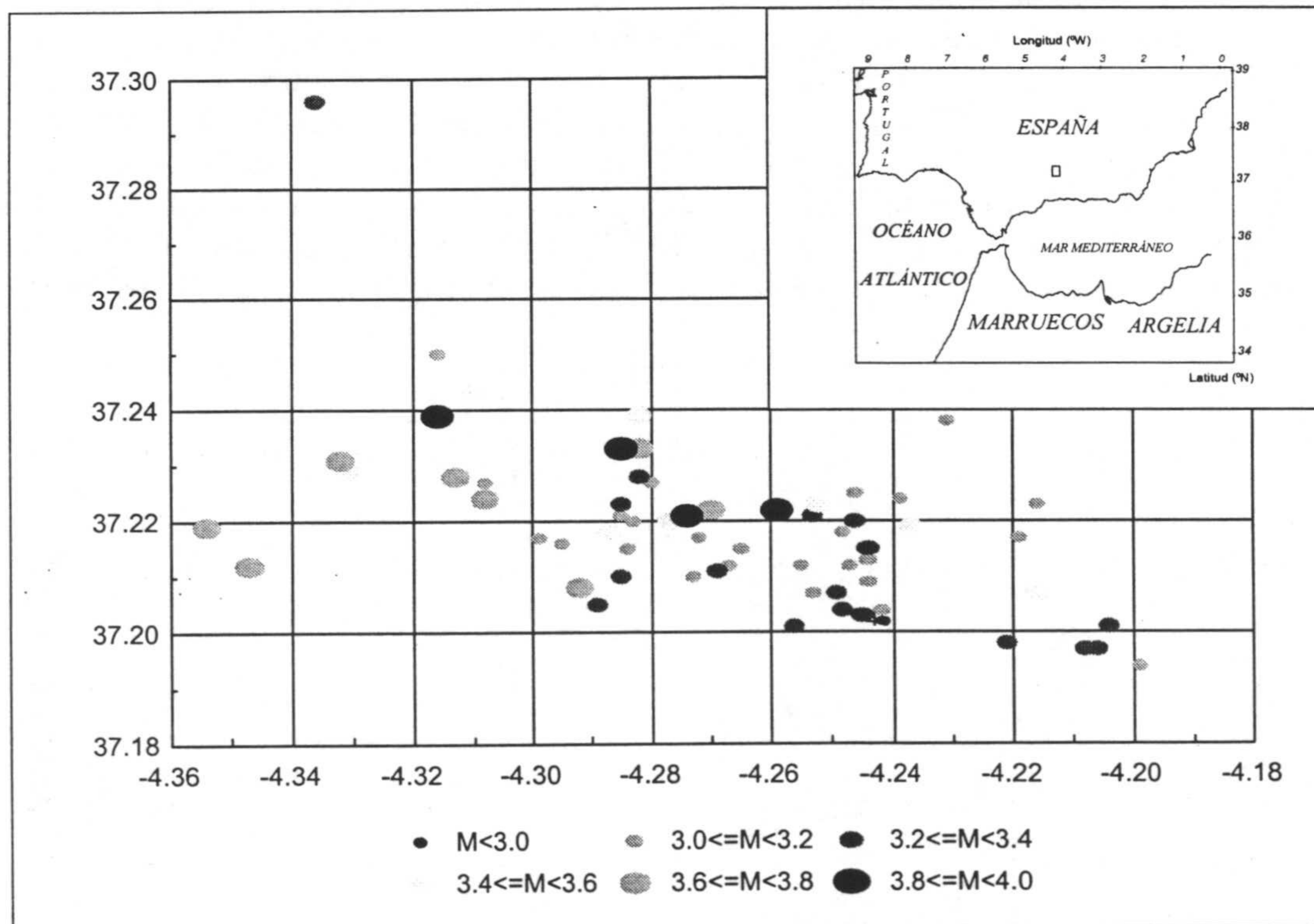


Figura IV.20. Mapa de localización de la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba) (1998). El mapa del recuadro superior derecha muestra con un pequeño recuadro (proporción a escala), la situación geográfica de la serie. El mapa principal es una ampliación del recuadro anterior y en él aparecen las localizaciones de los epicentros, organizados por magnitud.

Tabla IV. 11. Datos de los terremotos de magnitud igual o superior a 3.0, pertenecientes a la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba), del 11 al 21 de Abril de 1998

Nº	Fecha	Hora (GMT)	Mag.	Nº	Fecha	Hora (GMT)	Mag.
1	11 Abril 1998	23:58	3.2	33	13 Abril 1998	15:47	3
2	12 Abril 1998	4:17	3	34	13 Abril 1998	15:59	3.7
3	12 Abril 1998	4:52	3.7	35	13 Abril 1998	17:12	3.6
4	12 Abril 1998	5:5	3.3	36	13 Abril 1998	17:59	3.1
5	12 Abril 1998	5:38	3	37	13 Abril 1998	18:44	3
6	12 Abril 1998	5:39	3	38	13 Abril 1998	20:52	3.4
7	12 Abril 1998	7:42	3.4	39	13 Abril 1998	22:55	3.5
8	12 Abril 1998	12:36	3	40	14 Abril 1998	1:40	3
9	12 Abril 1998	12:52	3.2	41	14 Abril 1998	2:13	3.9
10	12 Abril 1998	12:56	3	42	14 Abril 1998	3:41	3
11	12 Abril 1998	13:10	3.6	43	14 Abril 1998	6:46	3
12	12 Abril 1998	13:50	3.6	44	14 Abril 1998	7:5	3.4
13	12 Abril 1998	15:15	3.6	45	14 Abril 1998	10:11	3.1
14	12 Abril 1998	15:16	3.3	46	14 Abril 1998	10:50	3.4
15	12 Abril 1998	16:2	3	47	14 Abril 1998	13:13	3
16	12 Abril 1998	18:21	3.1	48	14 Abril 1998	19:37	3.9
17	12 Abril 1998	18:29	3	49	14 Abril 1998	19:42	3.3
18	12 Abril 1998	18:42	3	50	15 Abril 1998	0:39	3.2
19	12 Abril 1998	21:55	3.1	51	15 Abril 1998	4:12	3.4
20	12 Abril 1998	22:14	3.3	52	15 Abril 1998	6:49	3
21	13 Abril 1998	1:54	3.7	53	15 Abril 1998	16:54	3.6
22	13 Abril 1998	3:2	3	54	15 Abril 1998	23:51	3.5
23	13 Abril 1998	3:13	3.1	55	17 Abril 1998	9:43	3
24	13 Abril 1998	3:55	3.2	56	17 Abril 1998	19:56	3.3
25	13 Abril 1998	5:55	3.8	57	18 Abril 1998	3:48	3
26	13 Abril 1998	7:32	3.5	58	18 Abril 1998	8:57	3.3
27	13 Abril 1998	7:45	3.3	59	19 Abril 1998	19:18	3.2
28	13 Abril 1998	7:46	3.3	60	19 Abril 1998	20:34	3.2
29	13 Abril 1998	7:52	3.3	61	20 Abril 1998	4:54	3.2
30	13 Abril 1998	8:3	3.1	62	20 Abril 1998	5:6	3
31	13 Abril 1998	13:50	3.8	63	20 Abril 1998	23:3	3.2
32	13 Abril 1998	15:25	3				

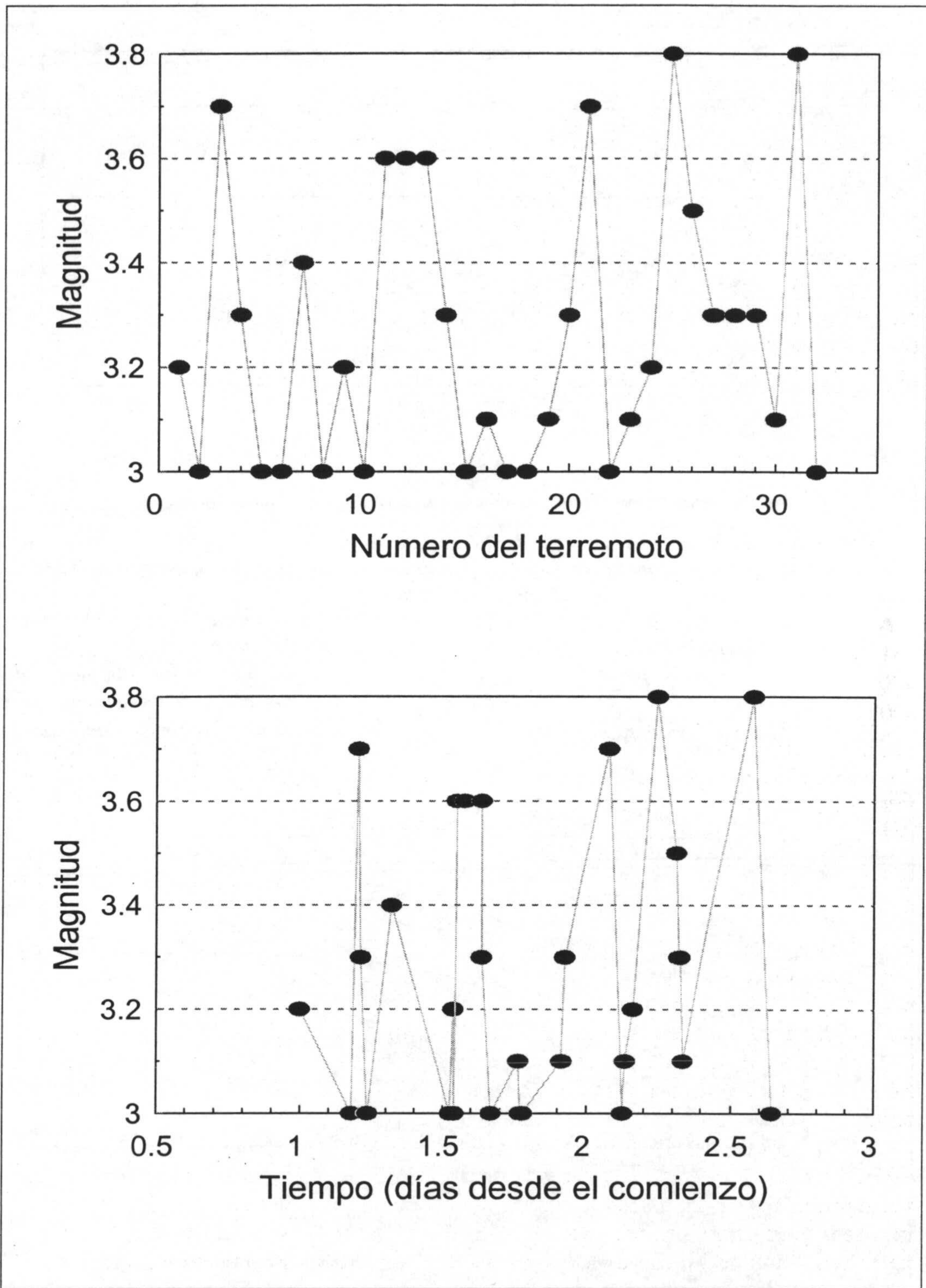
localidades de Algarinejo, Iznájar, Loja, Villanueva de Tapia y Zagra. Los terremotos de mayor magnitud ($M = 3.7$ a 3.9) han sido sentidos por los habitantes de estas poblaciones.

Se considera que sólo se conocen los datos de los terremotos ocurridos hasta las 17 horas 30 minutos (GMT), 19:30 horas (hora local), del lunes 13. Si nos fijamos en los datos disponibles hasta ese momento (ver tabla IV.11) comprobamos que contamos con 32 terremotos de magnitud igual o superior a 3.0. Las secuencia de las magnitudes de estos terremotos se representan en la figura IV.21 y la evolución temporal de los mismos en la figura IV.22. Estas figuras nos dan idea, respectivamente, tanto de la evolución secuencial de la magnitud como de la evolución temporal de los terremotos. Se puede comprobar que los terremotos de mayor magnitud ocurridos hasta este momento son dos de magnitud igual a 3.8.

IV.3.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable

Para calcular la curva de probabilidad de ocurrencia de la magnitud del próximo terremoto, a partir del conocimiento de los datos de los primeros 20 terremotos de magnitud igual o superior a 3.0 mediante la Simulación Condicional Geoestadística, se realiza en primer lugar el análisis variográfico de todos estos datos (figura IV.23) y se comprueba que el variograma teórico que mejor se ajusta al variograma experimental calculado es un variograma de tipo *0.057 Gau (4.9)*. Como se puede observar en la figura los puntos del variograma experimental que mejor se ajustan a la función teórica son los situados a una distancia $h \leq 4$. Por esta razón, en el momento de realizar los cálculos de krigeaje en la simulación se tienen en cuenta los valores de los 4 puntos vecinos más próximos a uno dado. Por otro lado, también es importante destacar que los puntos situados a una distancia $h > 4$ se separan bastante de la función teórica debido a que se están considerando pocos datos y el variograma experimental calculado es poco consistente para esas distancias. Este hecho se pone de relieve en la figura IV.24, que muestra el correlograma del variograma teórico. Esta función correlograma nos indica el grado de correlación que existe entre los terremotos de la serie sísmica separados por una distancia h determinada. En el caso concreto de $h = 1$, el grado de correlación es del 88.4%. Al considerar anteriormente los 4 terremotos más próximos para ejecutar los cálculos de la Simulación Condicional Geoestadística, estamos considerando que los terremotos tienen como mínimo un 12.1% de correlación, creciendo ésta a medida que se tienen en cuenta los terremotos más próximos, tal como se expresa en la figura IV.24.

Por tanto, se realiza la Simulación Condicional Geoestadística con la función variograma *0.057 Gau (4.9)* y teniendo en cuenta los 4 terremotos más próximos a uno dado para el ajuste mediante krigeaje. Los 100 datos obtenidos de esta simulación permiten calcular la curva de probabilidad (ver figura IV.25) de ocurrencia de la magnitud del próximo terremoto, con una certeza superior al 88%. Esta curva de probabilidad nos ofrece información que se puede interpretar de dos modos. En primer lugar, si se considera una magnitud determinada, por ejemplo la magnitud 3.6, se puede deducir que la probabilidad de que el terremoto sea de magnitud igual o inferior a 3.6 es del 93%, y la probabilidad de que sea superior a esa magnitud es del 7%. En segundo lugar, se podría interpretar que la probabilidad de que el terremoto sea de magnitud mayor o igual a 3.8 es nula y la probabilidad de que la magnitud del terremoto sea inferior a 3.8 es del 100%. Enfocando el razonamiento de otra manera, la magnitud máxima esperada del próximo terremoto es igual a 3.8.



Figuras IV.21 (superior) y IV.22 (inferior). Evolución secuencial y evolución temporal, respectivamente, de las magnitudes de los terremotos de magnitud igual o superior a 3.0, ocurridos entre el Sábado 11 de Abril (día 0) y el Lunes 13 de Abril (día 2) de 1998, hasta las 17:30 horas (GMT) en la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba). La figura inferior nos muestra la rapidez con la que aparecen los terremotos, y conviene resaltar que en algunos momentos prácticamente se superponen varios terremotos cuyo tiempo de ocurrencia es muy seguido. Esto hace que el gráfico inferior que muestra la evolución temporal parezca que tenga menos terremotos que el gráfico superior, cuando realmente ambos contienen los mismos terremotos.

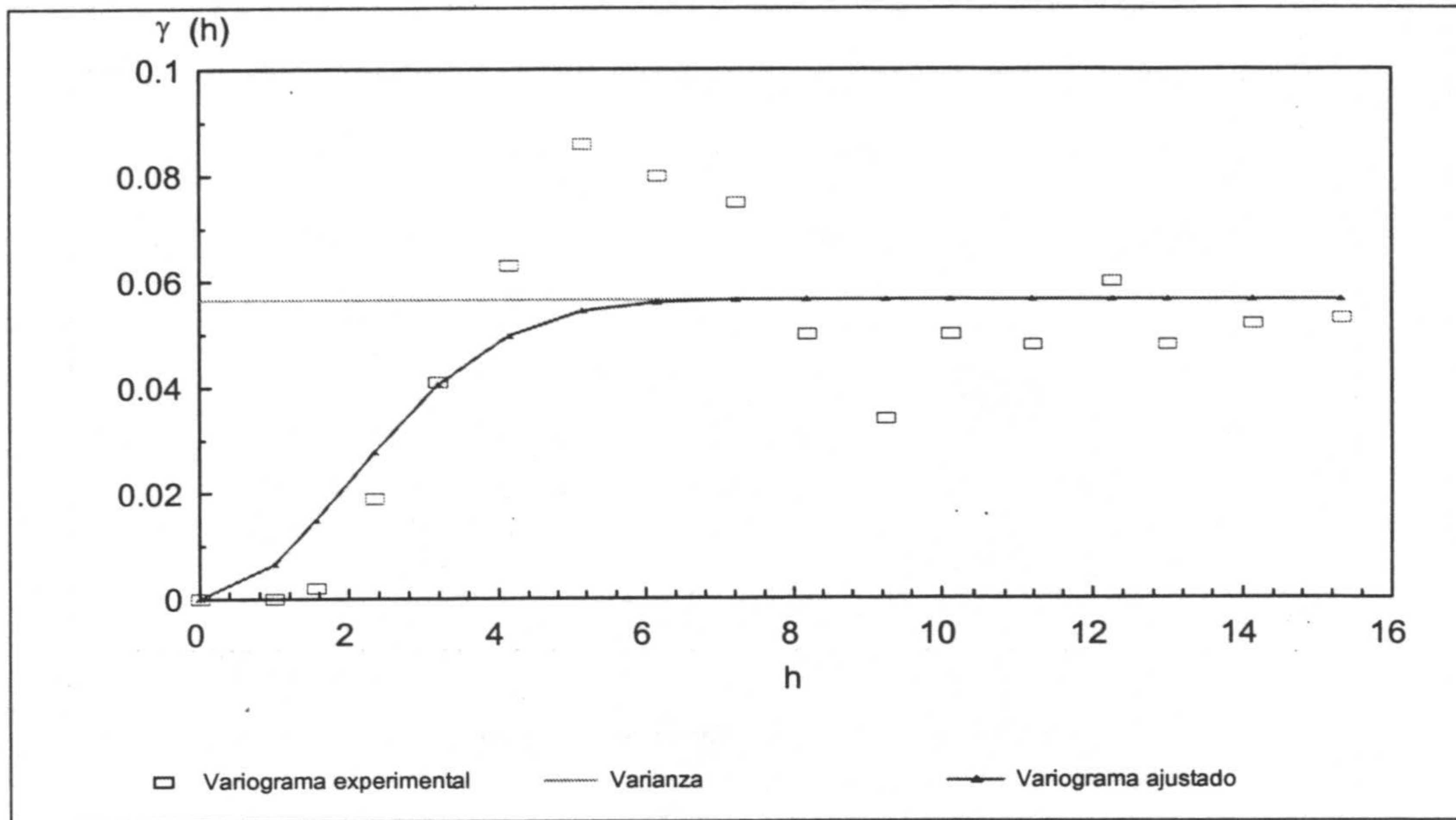


Figura IV.23. Análisis variográfico de la secuencia de magnitudes de los primeros 20 terremotos de la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba), Abril de 1998. Se incluyen el variograma experimental calculado para esos 20 datos, la varianza de los mismos y el variograma teórico que mejor se ajusta al variograma experimental, en este caso el variograma gaussiano 0.057 Gau (4.9). Se puede observar claramente que los puntos del variograma experimental que mejor se ajustan a la función teórica son los situados a una distancia $h \leq 4$. Por esta razón, en el momento de realizar los cálculos de kriging en la simulación se tienen en cuenta los valores de los 4 puntos vecinos más próximos a uno dado.

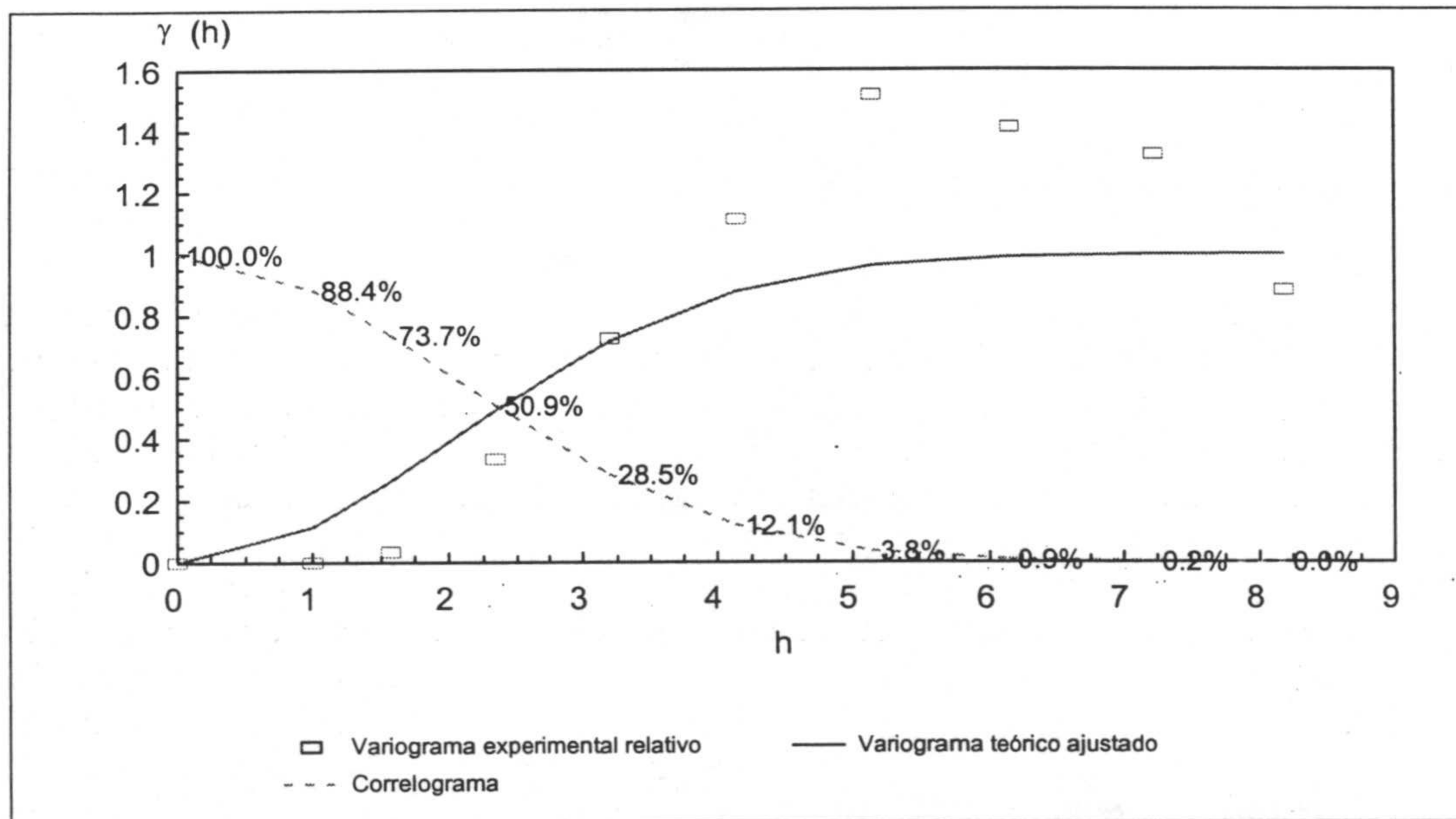


Figura IV.24. Correlograma del variograma teórico ajustado para los primeros 20 datos de la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba), Abril de 1998. La función correlograma nos muestra el grado de correlación que hay entre los puntos situados a una distancia determinada h . Así, por ejemplo, para los puntos separados 1 unidad de h (en este caso h es número de terremotos) la correlación es del 88.4%. Para todos los terremotos separados por una distancia $h \leq 4$ la correlación crece paulatinamente desde el 12.1%. También se puede interpretar esta función como que el cálculo de la magnitud del próximo terremoto más probable tendrá un grado de certeza del 88.4%.

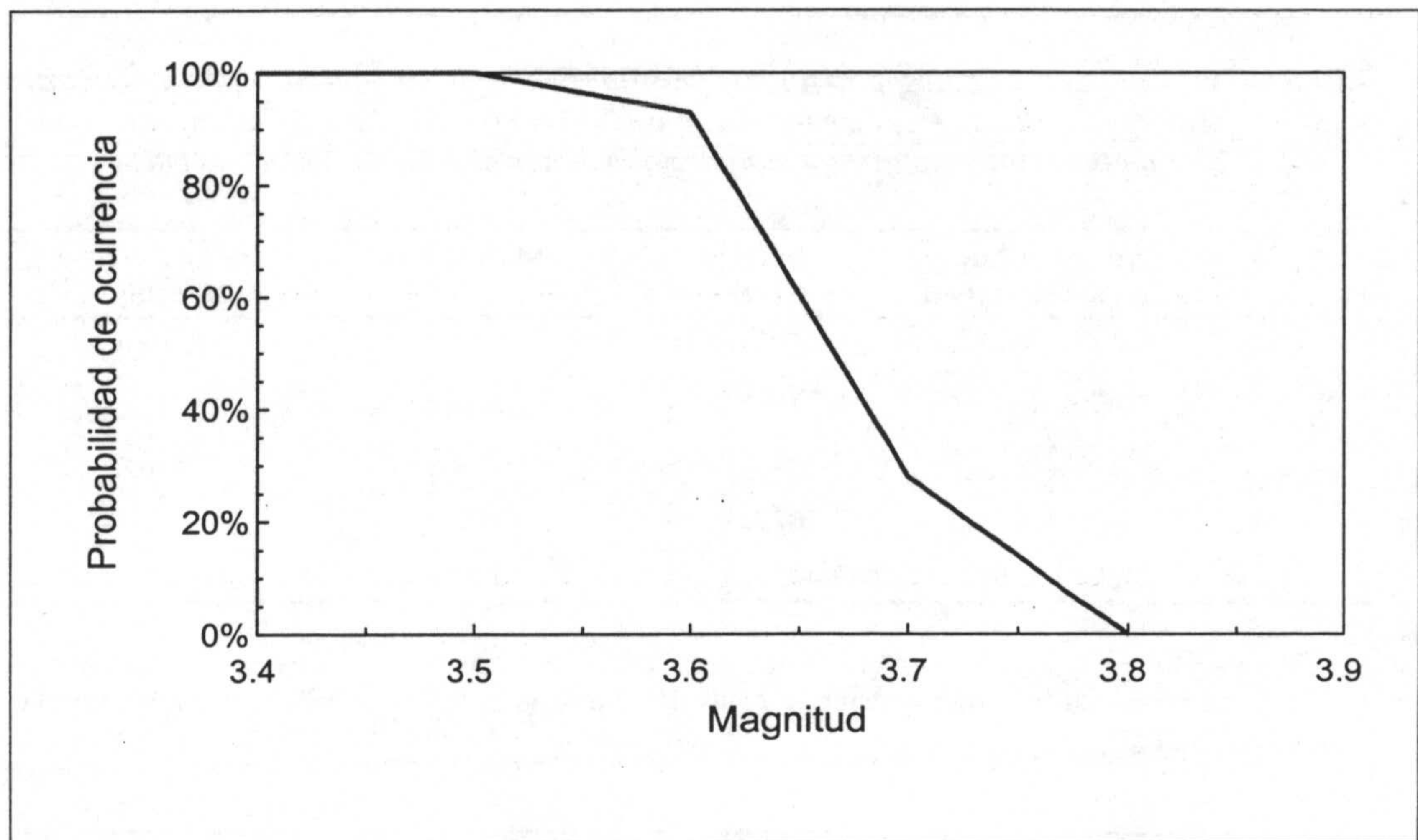


Figura IV.25. Curva de probabilidad de ocurrencia para el terremoto número 21 de la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba), Abril de 1998, calculada a partir de los datos de los 20 terremotos anteriores mediante Simulación Condicional Geoestadística. Así, por ejemplo, la probabilidad de que el terremoto sea de magnitud igual o inferior a 3.6 es del 93% y la probabilidad de que sea mayor a esa magnitud es del 7%. Otra interpretación posible es considerar que la probabilidad de que el terremoto sea de magnitud igual o inferior a 3.8 es del 100% y es nula si se estima que el terremoto sea mayor de esa magnitud. Es decir, la máxima magnitud esperada es igual a 3.8.

IV.3.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable

Para realizar el cálculo de la magnitud esperada, se plantea en primer término el establecimiento de los paquetes de energía, definidos por la propia evolución de la serie sísmica. Si se observa la figura IV.21, sin olvidar que sólo conocemos hasta el dato 19 inclusive, se puede convenir que destacan 4 terremotos sobre los demás, el número 3 de magnitud 3.7 y los números 11, 12 y 13 de magnitud igual en todos a 3.6. Se consideran estos terremotos como terremotos de referencia que delimitan los paquetes principales de energía. Los datos de los paquetes considerados se adjuntan en la tabla IV.12, en la que se ofrece para cada paquete de energía su numeración, los números de los terremotos que lo forman, la energía del paquete expresada en N·m (calculada como el momento sísmico obtenido a partir de la fórmula [112]), la misma energía expresada como la magnitud de un terremoto que disipara una energía equivalente a la considerada (calculada a partir de la fórmula [113], de la que conocemos en este caso la energía), y por último, el valor medio de las magnitudes equivalentes de los paquetes que se hayan producido hasta ese momento, con un margen de confianza definido por la desviación típica de los mismos valores. Se comprueba que el último paquete de energía, el número 5, lleva disipada hasta el momento, una energía equivalente a la de un terremoto de magnitud 3.62. Si suponemos que el paquete tuviera en total una energía igual al valor medio de la energía de todos los paquetes definidos hasta este momento, una magnitud

Tabla IV.12. Paquetes de energía definidos para los primeros 19 terremotos de magnitud igual o superior a 3.0 de la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba), Abril de 1998, y cálculo de la energía que queda para completar el último paquete de energía.

Paquete	Terremotos que componen el paquete	Energía (N·m)	Magnitud equivalente	Valor medio de la magnitud equivalente
1	Del 1 al 3	5.65927E+14	3.77	3.77 ± 0.00
2	Del 4 al 11	8.25595E+14	3.88	3.82 ± 0.00
3	12	3.16228E+14	3.6	3.75 ± 0.05
4	13	3.16228E+14	3.6	3.71 ± 0.11
5	Del 14 al 19	3.44102E+14	3.62	-

Hasta el presente momento el intervalo tiene una energía equivalente a un terremoto de magnitud 3.62. Para completar un intervalo de energía equivalente a magnitud 3.71 ± 0.11 (valor medio hasta ese momento) queda por aparecer una energía equivalente a la de un terremoto de magnitud 3.32, pudiendo variar entre 2.29 y 3.63.

equivalente 3.71 ± 0.11 , es fácil deducir que para completar la energía del paquete sólo basta restar a esta energía total la que se lleva disipada hasta el momento, teniendo en cuenta las equivalencias de las fórmulas [111], [112] y [113]:

- a) Energía supuesta del paquete número 5, $E_s = 4.64924E+14$ N·m
- b) Energía del paquete número 5 disipada hasta el momento, $E_D = 3.44102E+14$ N·m
- c) Energía que queda por aparecer, $E_Q = E_s - E_D = 1.20822E+14$ N·m
- d) E_Q expresada como magnitud de un terremoto que tuviera una energía equivalente = $(\log(1.20822E+14) - 9.1) / 1.5 = 3.32$

Volviendo sobre la figura IV.21 o bien mirando la tabla IV.11, se puede encontrar que el siguiente terremoto al último considerado, el número 20, tiene una magnitud igual a 3.3, coincidente con la magnitud calculada.

También se puede deducir que con este terremoto se ha completado otro paquete que ya ha alcanzado el nivel de energía que se le había supuesto. A partir de este momento se supone que comienza otro paquete. Si se actualiza la fila de la tabla IV.12 correspondiente al paquete 5, se tiene que este paquete abarca desde el terremoto 14 al 20, con una energía $4.56304E+14$ (N·m) y una magnitud equivalente igual a 3.71.

Calculando el valor medio de las energías de todos los paquetes se obtiene una magnitud equivalente igual a 3.71. Como consecuencia, se puede deducir que el paquete número 6 tendrá con mayor probabilidad la energía equivalente a la de un terremoto de magnitud 3.71.

IV.3.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del posible próximo terremoto más probable

Se comienza calculando la energía disipada por estos terremotos, obteniéndose los resultados que se muestran en la figura IV.26. Se establecen los saltos más importantes de energía, delimitados por los tiempos T_i tal como se aprecian en la misma figura, que a su vez definen los intervalos I_i . Estos datos más detallados también se pueden encontrar en la tabla IV.13. Suponemos que queremos calcular T_5 a partir de los datos anteriores al mismo, es decir, conociendo T_1 , T_2 , T_3 y T_4 . Para ello, siguiendo el método de Varnes y Bufe (1996), que ya se explicó en el capítulo correspondiente, si tomamos los valores de estos tiempos y los representamos (figura IV.27) en los puntos definidos por las parejas de coordenadas formadas por cada tiempo T_i y su consecutivo T_{i+1} , (T_i, T_{i+1}) , vemos cómo tienden a alinearse en una recta. Se procede a calcular la recta que mejor se ajusta a esos puntos obteniendo también la precisión del ajuste, que se tomará como la precisión del cálculo del tiempo. La recta obtenida es:

$$T_{i+1} = [1.157 \pm 0.006]T_i + [-0.128 \pm 0.001] \quad [115]$$

con un coeficiente de correlación $r = 1.0000$. En la figura IV.27 también se representan las rectas de precisión del ajuste, calculadas tanto para la infraestimación como para la sobreestimación de los valores. Si se representa sobre el eje de abscisas el valor de T_4 y se proyecta éste hasta cortar la recta calculada y a su vez se proyecta este valor sobre el eje de ordenadas, obtenemos el valor correspondiente de T_5 . O bien de forma analítica a partir de la ecuación [115]:

$$T_5 = [1.157 \pm 0.006] 1.913 + [-0.128 \pm 0.001]$$

y por lo tanto,

$$T_5 = [2.085 \pm 0.012] \text{ días}$$

Si comparamos el valor real de ocurrencia del terremoto que nos define $T_5 = 2.079$, la diferencia entre el valor real y el calculado es -0.006 días, que representa un adelanto de 8 minutos sobre el tiempo calculado. Conviene recordar que la precisión de 0.001 días es equivalente a 1.441 minutos, $1 \text{ m } 26.46 \text{ s}$.

Se puede por tanto deducir que desde el momento en que ocurrió el terremoto 19 que define T_4 , se podría haber calculado con bastante aproximación el tiempo de ocurrencia del próximo terremoto importante, con un adelanto (ver la columna $T_{final} - T$ de la tabla IV.13) de 0.166 días, ó 239 minutos, o lo que es igual $3 \text{ horas } 40 \text{ minutos}$.

IV.3.5. Recopilación y comparación entre los resultados obtenidos y los valores reales

Recopilando todos los datos calculados para el próximo terremoto importante esperado, tenemos que el tiempo de ocurrencia T_5 calculado es igual a 2.085 ± 0.012 días, que traducido a fechas concretas se refiere a las $2 \text{ h } 2 \text{ m}$ del día 13 de Abril de

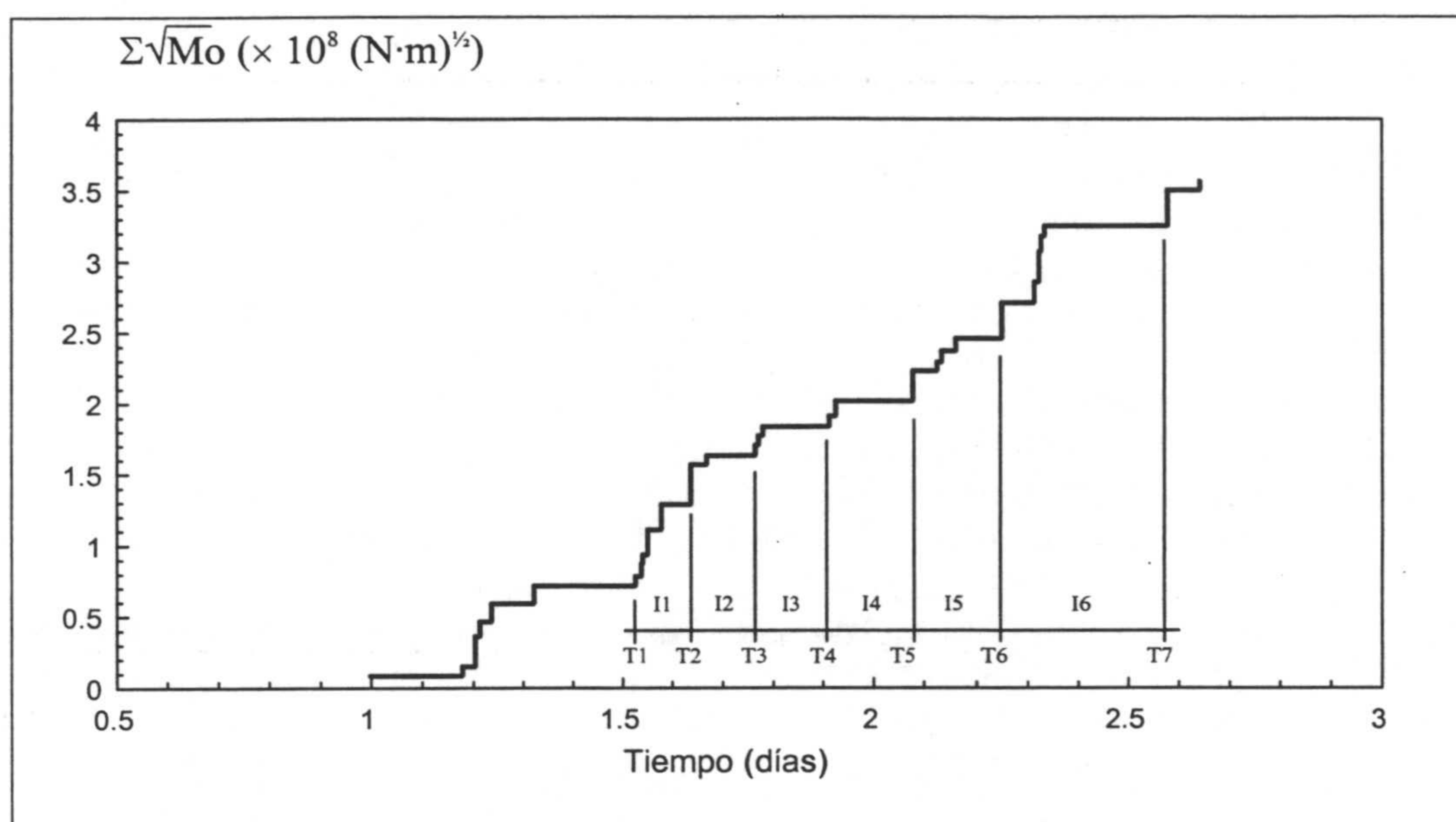


Figura IV.26. Evolución temporal de la disipación de energía entre el Sábado 11 de Abril (día 0) y el Lunes 13 de Abril (día 2) de 1998, hasta las 17:30 horas (GMT) en la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba). Se indica la posición de los tiempos (T_i) que definen los saltos de energía más importantes así como la nomenclatura de los intervalos (I_i) establecidos. Todos estos datos se detallan en la tabla IV.13.

Tabla IV.13. Datos de los intervalos temporales definidos por los saltos en la relajación de la energía, para la serie sísmica de Loja (Granada) - Iznájar (Córdoba), Abril de 1998.

Nombre	Terremoto n°	Magnitud	Tiempo (días) GMT	Intervalo	Longitud del intervalo (días)	Magnitud equivalente del intervalo	Razón $I_{(i+1)} / I_i$	$T_{final} - T$
T1	8	3	1.53					0.55
				I1	0.11	3.87		
T2	13	3.6	1.64				1.17	0.44
				I2	0.13	3.71		
T3	16	3.1	1.77				1.15	0.31
				I3	0.15	3.36		
T4	19	3.1	1.91				1.12	0.17
				I4	0.17	3.42		
T5	21	3.7	2.08				1.01	0

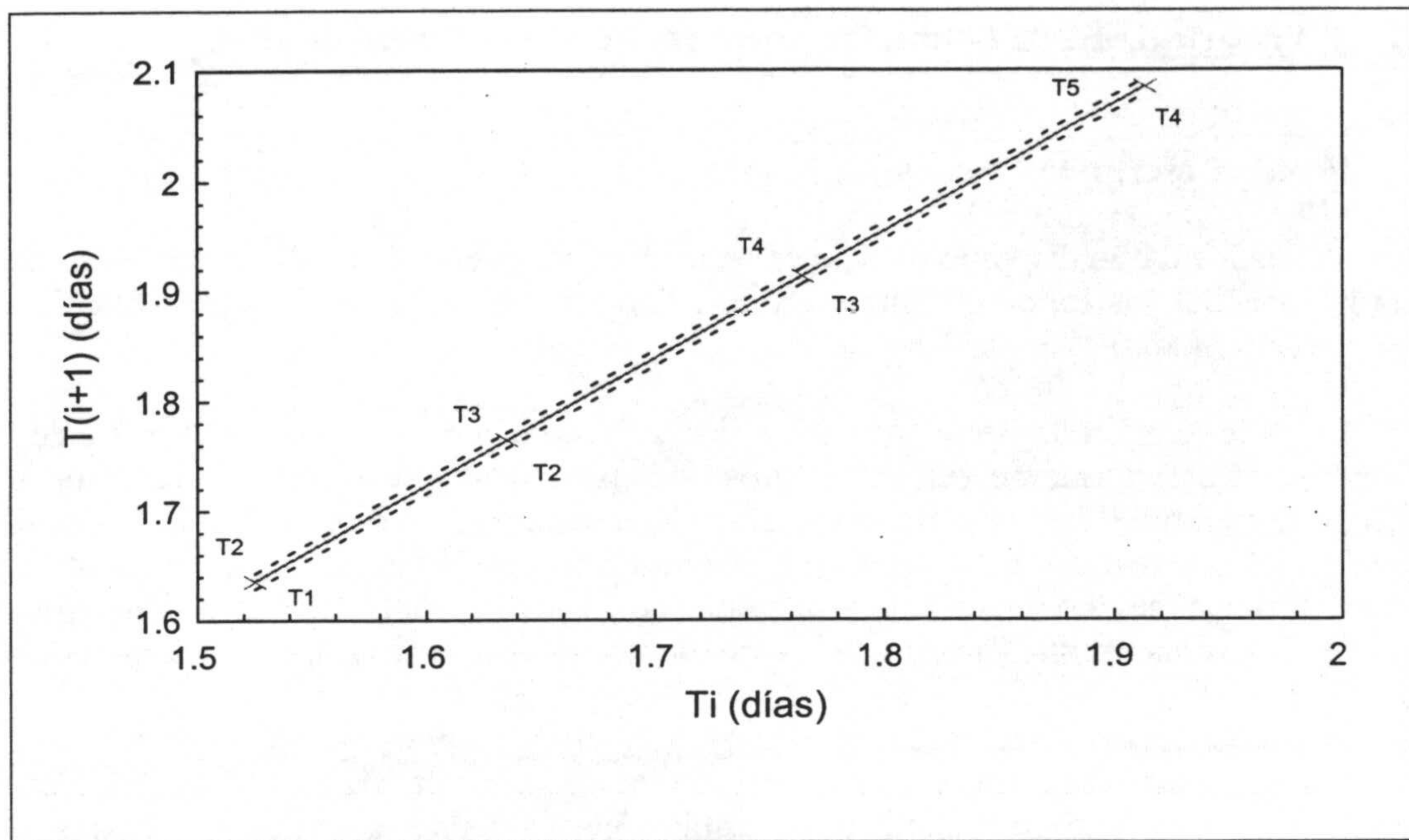


Figura IV.27. Cálculo de T_5 a partir de T_4 y conociendo sólo los datos anteriores a T_5 . Se representan los puntos de coordenadas (T_i, T_{i+1}) , cuyos parámetros están definidos en la tabla IV.12. Se observa claramente que los puntos tienden a alinearse en una recta, cuya ecuación es $T_{i+1} = [1.157 \pm 0.006] T_i + [-0.128 \pm 0.001]$. Los errores son los estimados en el cálculo de la regresión. También se representan punteadas las rectas de precisión tanto por infraestimación como por sobrestimación, calculadas a partir de los anteriores valores. Una vez ajustada la recta, llevando el valor de T_4 sobre la misma obtenemos el valor de $T_5 = 2.085$ días.

1998, con un intervalo de confianza entre las 1h 52 m y 2 h 12 m del mismo día 13 de Abril de 1998. Según los cálculos realizados a partir del método del estudio de los paquetes de energía, se concluye que justo ha terminado un paquete de energía y el próximo puede tener una energía equivalente a la de un terremoto de magnitud igual a 3.71. Retomando la curva de probabilidad calculada mediante la Simulación Condicional Geoestadística, se deduce que la magnitud del próximo terremoto más probable será inferior a 3.8 grados con un 100% de probabilidad, teniendo un grado de certeza superior al 88%, y estará comprendido entre las magnitudes 3.5 y 3.8.

Ya sea en la figura IV.21 o en la tabla IV.11, se comprueba que el terremoto número 21 ocurrió a las 1h 54 m del día 13 de Abril de 1998 (T_5 real = 2.079 días desde el comienzo de la serie sísmica) y fue de magnitud 3.7, con lo cual se deduce que hay un grado de coincidencia aceptable entre los resultados de los cálculos realizados (tiempo de ocurrencia igual 2.085 días, 3.71 la magnitud equivalente del paquete de energía y magnitud máxima esperada igual 3.8 mediante la simulación geoestadística) y los valores reales. No hay que olvidar en ningún momento que todos los cálculos se han realizado a partir de los datos de los terremotos anteriores al que se está calculando. En ningún momento se ha considerado ni tenido en cuenta ningún dato de un terremoto posterior.

IV.4. La serie de Berja (Almería), Diciembre de 1993-Marzo de 1994

IV.4.1. Descripción de la serie sísmica

Todos los datos disponibles de esta serie sísmica, que se presentan a continuación, provienen del Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, Granada (España).

La serie sísmica de Berja (Almería) aconteció en una de las zonas del sureste de la Península Ibérica que poseen mayor nivel de sismicidad y tuvo lugar entre el jueves 23 de Diciembre de 1993 y el sábado 12 de Marzo de 1994. La serie comienza con un terremoto que resultó ser el de mayor magnitud, 5.0 grados en la escala de Richter, a partir del cual se desencadenan varias réplicas, dos de las cuales alcanzan la magnitud 4.0 en la misma escala. El resto de los terremotos fueron de magnitudes inferiores.

Algunos de los terremotos de esta serie fueron sentidos por la población, con intensidades que variaron entre II y VII grados en la escala M. S. K. Los terremotos más fuertes se sintieron incluso en poblaciones situadas a varios centenares de kilómetros del epicentro y en las poblaciones más cercanas, tales como Adra, Balanegra, Balerma y Berja provocaron importantes daños materiales en algunas edificaciones.

En la tabla IV.14 se adjuntan los datos más significativos de los terremotos que conforman esta serie sísmica. Se especifican el número de orden según el que aconteció cada terremoto, la fecha, el tiempo y la magnitud según la escala de Richter. En la fecha se incluyen el año, mes y día, y en el tiempo la hora, minuto y segundo (en los que está disponible) de ocurrencia. Los terremotos que se han podido localizar son aquellos en los que aparece el segundo del tiempo origen. En los demás, no está disponible su localización, por problemas diversos. De todas maneras, dado el interés de la serie sísmica y a que realmente en este estudio los datos de localización no son estrictamente necesarios, se ha contado con estos terremotos. Lo que sí se tiene es la seguridad de que estos terremotos son de esta zona, dadas las características de los registros sísmicos, semejantes a las de los demás terremotos de la serie.

El mapa de la figura IV.28 representa el área en la que se localizaron los epicentros y en la que también se indica la situación de las poblaciones más importantes, Adra, Balerma y Berja (por orden alfabético). Estas localizaciones fueron calculadas en su mayor parte muy posteriormente a la ocurrencia de los terremotos. Como en un primer momento se utilizaron los datos que se acompañan en la tabla anterior, a medida que los terremotos se iban sucediendo, se presentan los cálculos realizados con todos ellos y un análisis de lo que sucedería si se prescindiera de los datos más lejanos a Berja y más cercanos a Balerma-Balanegra. Los terremotos más cercanos a estas dos últimas poblaciones fueron mucho más numerosos y se consideraron como otra serie sísmica. La comparación que se va a ofrecer posteriormente, permite abordar una visión del problema que se puede suscitar si se diera el caso de que en una serie sísmica se introdujeran datos que pudieran ser considerados como "contaminantes" o extraños a la serie. Ciertamente, los datos que aquí se manejan son muy cercanos tanto en el espacio como en el tiempo, momento en el que más fácilmente se pueden producir confusiones. Menos sentido tendría introducir datos totalmente ajenos a la serie tanto espacial como temporalmente, o confundir datos de series distintas. De los 77 terremotos que cuenta la serie, sólo se

Tabla IV.14. Datos de los terremotos de la serie sísmica de Berja - Almería
(Diciembre de 1993 - Marzo de 1994)

Nº	Año	Mes	Día	Hora	Min.	Seg.	Mag.	Nº	Año	Mes	Día	Hora	Min.	Seg.	Mag.
1	93	12	23	14	22	35.72	5	40	94	1	3	20	5	45.75	1.9
2	93	12	23	14	34	50.17	3.2	41	94	1	4	8	10	55.34	2.4
3	93	12	23	14	53	11.5	2.4	42	94	1	4	8	11	-	1.2
4	93	12	23	14	55	47.09	2.3	43	94	1	4	8	14	-	1.5
5	93	12	23	15	22	-	1.9	44	94	1	4	9	46	5.09	2.1
6	93	12	23	15	50	-	1.9	45	94	1	5	2	38	2.43	1.6
7	93	12	23	16	20	-	1.9	46	94	1	5	7	21	22.62	1.9
8	93	12	23	16	50	-	1.9	47	94	1	5	18	37	11.67	1.7
9	93	12	23	18	0	8.34	4	48	94	1	5	18	1	-	1.5
10	93	12	23	19	22	38.63	1.9	49	94	1	5	21	22	3.38	3
11	93	12	23	20	34	-	1.6	50	94	1	6	10	25	35.38	2.1
2	93	12	23	22	37	-	1.3	51	94	1	7	9	22	38.9	2.1
13	93	12	24	1	0	9.98	2	52	94	1	7	15	0	18.45	2.1
14	93	12	24	1	33	50.82	1.9	53	94	1	7	18	33	-	1.5
15	93	12	24	12	42	8.88	2.9	54	94	1	7	20	52	-	1.7
16	93	12	24	15	16	-	1.7	55	94	1	8	4	53	48.22	2.7
17	93	12	25	14	15	29.28	1.9	56	94	1	8	16	15	44.75	2
18	93	12	25	20	28	22.55	2.4	57	94	1	14	20	3	24.92	1.6
19	93	12	26	13	39	-	1.6	58	94	1	15	19	15	52.69	1.9
20	93	12	26	18	2	-	1.7	59	94	1	16	22	54	37.34	1.6
21	93	12	27	20	1	58.8	2.7	60	94	1	17	20	20	22.89	2
22	93	12	27	20	2	43.75	1.9	61	94	1	19	2	56	51.52	1.5
23	93	12	27	23	7	-	1.9	62	94	1	19	19	16	12.47	1.4
24	93	12	28	15	27	-	1.7	63	94	1	20	3	9	-	1.5
25	93	12	28	15	28	-	1.6	64	94	1	20	20	32	34.98	2.1
26	93	12	28	17	45	-	1.6	65	94	1	22	3	0	22.44	2.5
27	93	12	28	23	57	-	2.1	66	94	1	22	7	23	35.33	2.8
28	93	12	29	0	6	14.54	2.2	67	94	1	31	9	29	36.52	2.5
29	93	12	29	0	13	-	2.1	68	94	1	31	15	48	15.86	2.4
30	93	12	29	3	54		2	69	94	2	1	7	47	5.02	1.9
31	93	12	29	4	42	5.84	2.5	70	94	2	1	8	3	-	1.4
32	93	12	29	23	51	21.13	2	71	94	2	1	8	12	-	1.9
33	93	12	30	3	9	-	1.7	72	94	2	2	18	29	1.58	2
34	93	12	30	5	12	54.88	1.8	73	94	2	4	5	46	-	1.4
35	93	12	31	2	16	5.67	1.9	74	94	2	7	6	13	22.34	2.5
36	93	12	31	8	40	24.41	2.3	75	94	2	14	12	50	-	2.2
37	94	1	1	20	56	50.38	2.4	76	94	2	14	20	13	-	2.5
38	94	1	3	1	0	6.88	4	77	94	3	12	7	31	-	2.8
39	94	1	3	10	42	50.94	2.1								

Leyenda:

Min.: Minutos
Seg.: Segundos
Mag.: Magnitud

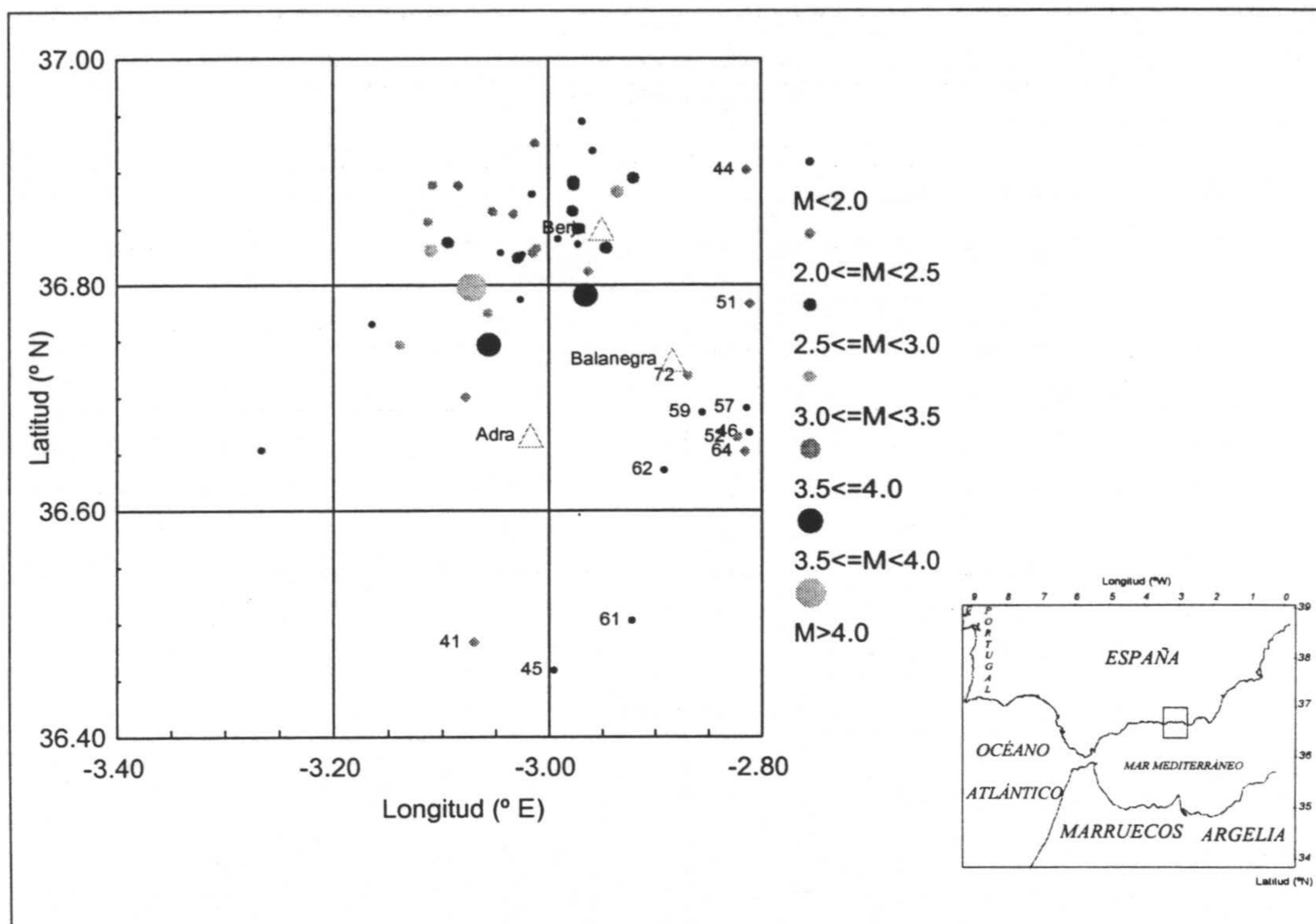


Figura IV.28. Mapa de localización epicentral de los terremotos de la serie de Berja - Almería (1993-1994). En el mapa de la esquina inferior derecha se sitúa el área representada en el mapa mayor. Los terremotos se presentan distribuidos por magnitudes y también se incluye la situación geográfica de tres de las poblaciones más importantes de la zona. La numeración que aparece a la izquierda de algunos terremotos indica el mismo número asignado en la tabla IV.14. Estos terremotos se tuvieron en cuenta en los cálculos iniciales que se aplicaron a la serie sísmica a medida que se iba produciendo, incluso antes de disponer de las localizaciones de los mismos, y son los terremotos de los que se prescindirá para comparar la influencia que tengan sobre los cálculos efectuados. Todos ellos tienen en común su baja magnitud.

dispone por diversos motivos de la localización de 48, lo que supone un 62% respecto al total. Entre estos motivos que dificultan las localizaciones se pueden citar la baja magnitud de los terremotos que hace que sólo se puedan leer datos fiables en un número insuficiente de estaciones; la coincidencia o superposición de unos registros sobre otros en el registro analógico lo que impide su correcta lectura, unido a la falta del registro digital bien porque el sistema de adquisición no se disparó, o bien porque el terremoto ocurriera muy seguido a otro previo y, por tanto, el sistema de adquisición estaba ocupado grabándolo. A pesar de todos estos problemas se pensó que sería conveniente contar con los datos aportados por estos terremotos.

La evolución secuencial de la magnitud se puede observar en la figura IV.29, en la que se representa en el eje horizontal, de abscisas, el número de orden de la secuencia de la serie para cada terremoto, y en el eje vertical, de ordenadas, la magnitud correspondiente a cada evento sísmico. Destacan claramente el primer terremoto de magnitud 5.0 y los otros dos de magnitudes 4.0. Entre ellos se produjeron terremotos y microterremotos de magnitudes inferiores.

Otro gráfico semejante al anterior que representa la evolución temporal de la serie sísmica se incluye en la figura IV.30, mostrando en el eje horizontal el tiempo de

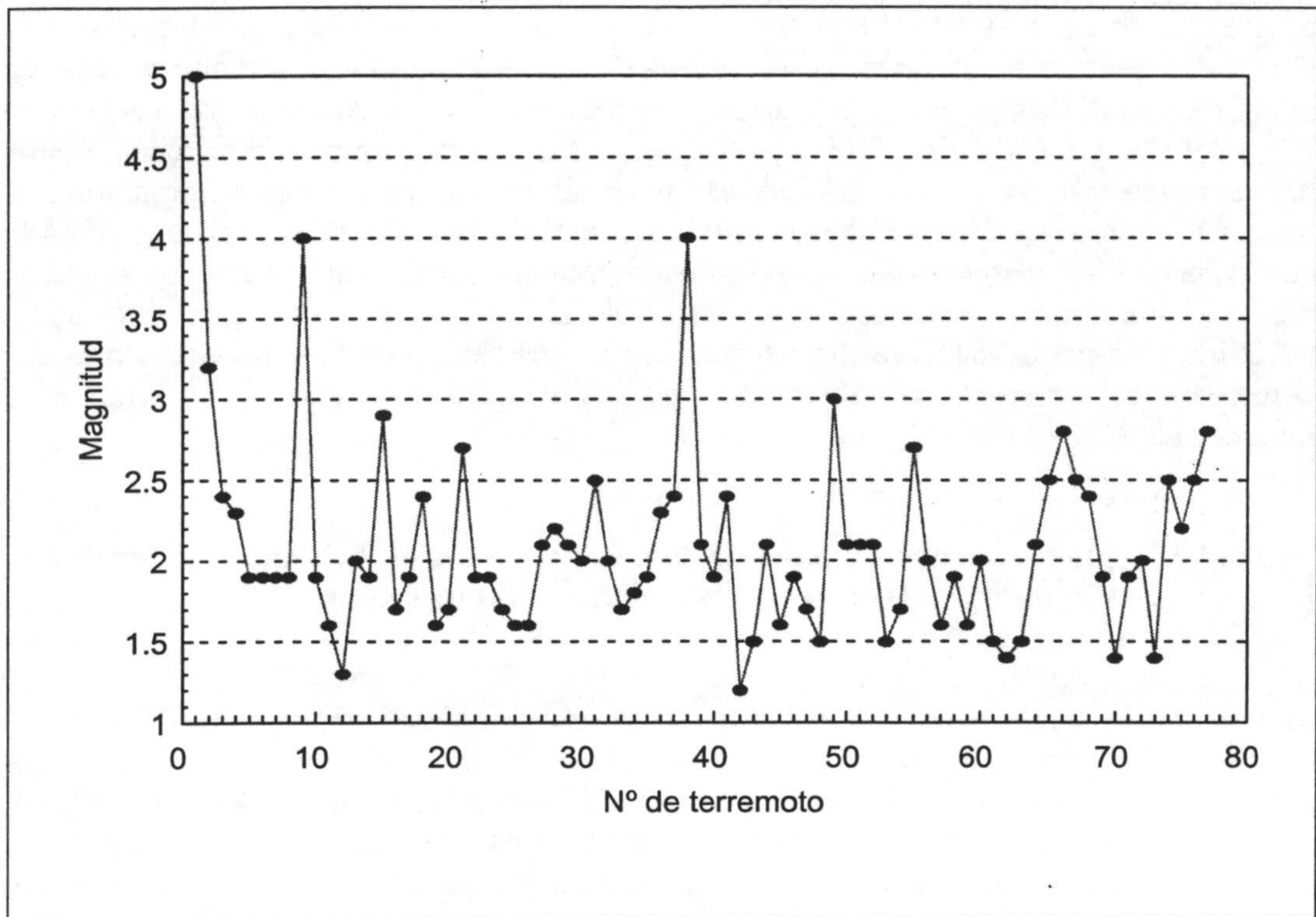


Figura IV.29. Evolución secuencial de la serie sísmica de Berja - Almería (1993-1994). Destacan los terremotos de mayor magnitud, el primero de la serie de magnitud 5.0 y los dos terremotos que le siguieron de magnitud 4.0, además de otros terremotos y microterremotos de magnitudes menores.

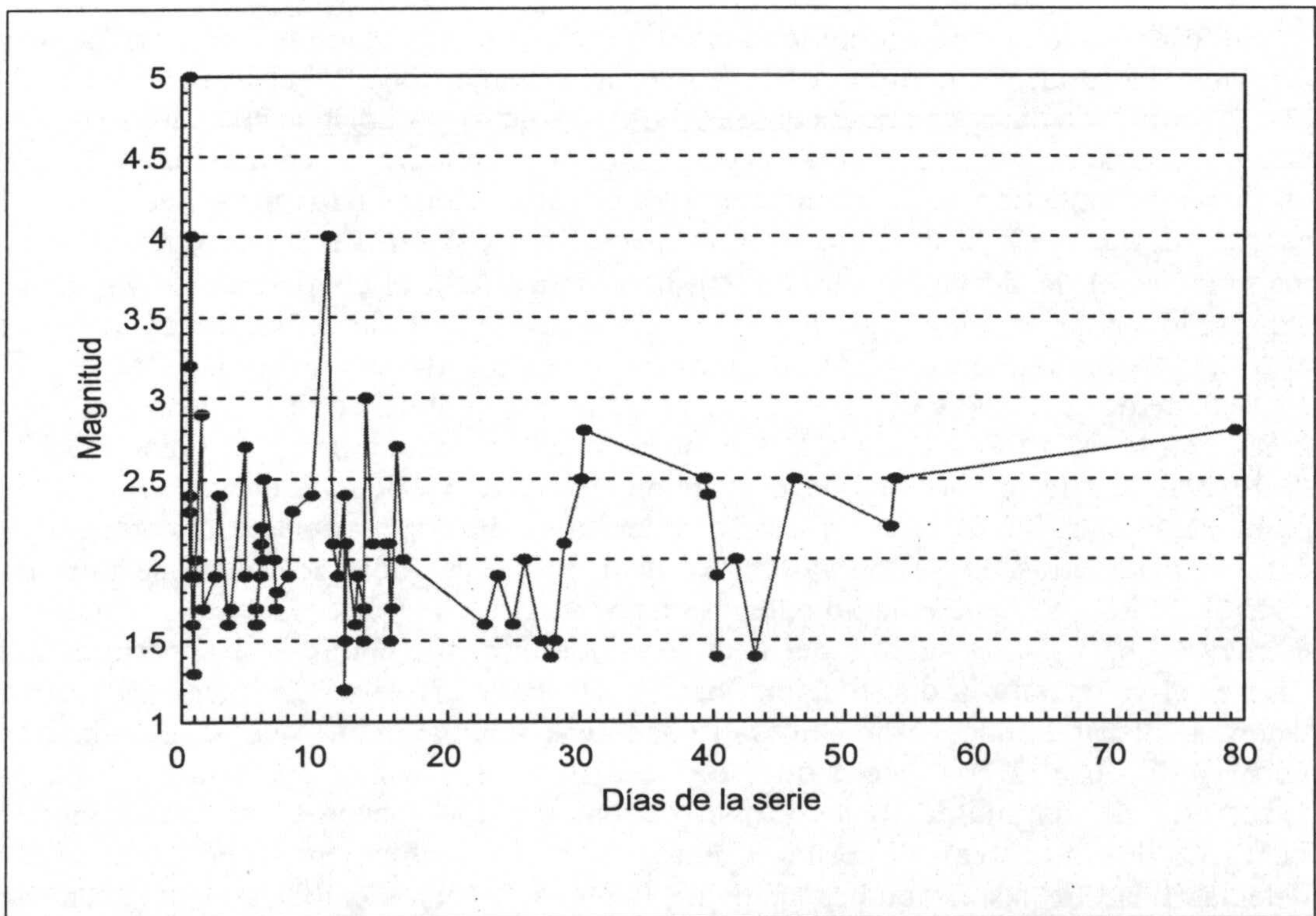


Figura IV.30. Evolución temporal de la serie sísmica de Berja - Almería (1993-1994). Se observa claramente el poco tiempo transcurrido entre el terremoto mayor de magnitud 5.0 y el primer terremoto de magnitud 4.0, apenas 4 horas. En los primeros 17 días ocurrieron la mayor parte (73%) de los terremotos y microterremotos de la serie.

ocurrencia de cada evento, expresado en días respecto al momento en el que ocurrió el primer evento. En este gráfico se observa de manera clara la evolución temporal de la ocurrencia de los terremotos y ofrece una visión de la liberación de la energía a lo largo del tiempo. Cabe destacar el poco tiempo transcurrido entre la ocurrencia de los primeros terremotos y, muy especialmente, la diferencia de apenas 4 horas entre el primer terremoto de la serie, de magnitud 5.0, y el primer terremoto de magnitud 4.0, con algunos terremotos y microterremotos intercalados entre ellos. También se puede observar que una vez pasados los primeros 17 días, la ocurrencia de terremotos se va haciendo más paulatina y va disminuyendo progresivamente. Al cabo de 80 días del comienzo del primer terremoto, la serie sísmica termina con un terremoto de magnitud 2.8.

IV.4.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable

El estudio de los datos de la serie continua con algunos cálculos estadísticos fundamentales realizados sobre los datos de magnitud. Se realizan estos cálculos (tabla IV.15) para cada uno de los casos que se tienen en cuenta para realizar las simulaciones posteriores, considerando que se tuvieran los primeros 40 datos, 45, 50, 55, y desde 58 (75% del total de la serie) hasta 77 datos (serie completa). El número mínimo de datos considerados viene determinado, como se verá en el apartado correspondiente, por el análisis variográfico de los mismos. Este análisis es el que determina hasta qué punto o en este caso momento de la serie sísmica, se puede establecer la estructura existente entre los datos, reflejada mediante la función variograma.

En cada caso se considera que sólo se conoce una cantidad de terremotos, ocurridos hasta un momento determinado y no los anteriores. Se utiliza este número para definir cada caso y se nota como N . Los parámetros estadísticos más importantes de los datos de magnitud, calculados para cada caso, se incluyen en la tabla IV.15. En esta tabla se muestran su denominación (N), el valor mínimo de la magnitud (min), el cuartil inferior (Q_1), la mediana (M), la media (m), el cuartil superior (Q_3), el valor máximo (max), la desviación típica (σ), la varianza (σ^2), el coeficiente de variación expresado en porcentaje ($CV (\%)$), el momento central de tercer orden (M_3), el coeficiente de asimetría (CA), el momento central de cuarto orden (M_4) y el coeficiente de curtosis (CC). Todos estos parámetros también se representan de forma gráfica en la figura IV.31, en la que se observa la tendencia a una ligera disminución de los valores de la varianza, la desviación típica, el coeficiente de variación y los momentos centrales de tercer y cuarto orden, a medida que aumenta la cantidad de datos considerados. De estos valores se deduce que en todos los casos se trata de distribuciones que tienen claramente un sesgo a la derecha (el coeficiente de asimetría es mayor que 0). Los valores del coeficiente de curtosis, claramente superiores a 3 (que es el valor para la distribución normal) son indicativos del carácter leptocúrtico de estas distribuciones estadísticas (tienen más apuntamiento que la distribución normal). Todo ello conduce a que se pueda deducir que hay una relativa falta de terremotos de magnitudes bajas y microterremotos. Este hecho puede ser originado bien por la falta real de estos eventos o bien posiblemente por el nivel de detectabilidad de las estaciones sísmicas, algunos de cuyos emplazamientos estaban relativamente alejados de la zona epicentral. Parece como más probable en esta serie la primera razón, ya que la Red Sísmica de Andalucía tiene también estaciones cercanas al área de interés.

Tabla IV.15. Estadísticos de la variable magnitud de la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994)

N	min	Q ₁	M	m	Q ₃	max	σ	σ^2	CV (%)	M ₃	CA	M ₄	CC
77	1.2	1.7	1.9	2.09	2.4	5	0.62	0.39	29.75	0.49	2.08	1.35	9.2
76	1.2	1.7	1.9	2.09	2.4	5	0.62	0.39	29.82	0.51	2.14	1.38	9.5
75	1.2	1.7	1.9	2.08	2.3	5	0.62	0.39	30.01	0.52	2.17	1.41	9.56
74	1.2	1.7	1.9	2.08	2.3	5	0.62	0.39	30.23	0.53	2.17	1.44	9.47
73	1.2	1.7	1.9	2.07	2.3	5	0.63	0.4	30.43	0.54	2.2	1.47	9.54
72	1.2	1.7	1.9	2.08	2.3	5	0.63	0.4	30.26	0.54	2.21	1.47	9.56
71	1.2	1.7	1.9	2.08	2.3	5	0.63	0.4	30.46	0.55	2.19	1.48	9.42
70	1.2	1.7	1.9	2.09	2.3	5	0.64	0.41	30.62	0.55	2.16	1.5	9.27
69	1.2	1.7	1.9	2.1	2.3	5	0.64	0.41	30.44	0.55	2.17	1.5	9.3
68	1.2	1.7	1.9	2.1	2.4	5	0.64	0.41	30.6	0.56	2.15	1.51	9.15
67	1.2	1.7	1.9	2.09	2.3	5	0.64	0.41	30.85	0.57	2.16	1.54	9.14
66	1.2	1.7	1.9	2.09	2.3	5	0.64	0.41	31.08	0.59	2.19	1.58	9.19
65	1.2	1.7	1.9	2.08	2.2	5	0.64	0.41	31.19	0.6	2.27	1.63	9.53
64	1.2	1.7	1.9	2.07	2.2	5	0.65	0.42	31.43	0.62	2.3	1.67	9.61
63	1.2	1.7	1.9	2.07	2.2	5	0.66	0.43	31.69	0.63	2.28	1.7	9.46
62	1.2	1.7	1.9	2.08	2.2	5	0.66	0.43	31.61	0.63	2.28	1.7	9.41
61	1.2	1.7	1.9	2.09	2.2	5	0.66	0.43	31.42	0.63	2.29	1.69	9.42
60	1.2	1.7	1.9	2.1	2.3	5	0.66	0.43	31.32	0.63	2.28	1.7	9.37
59	1.2	1.7	1.9	2.1	2.3	5	0.66	0.44	31.56	0.64	2.26	1.72	9.2
58	1.2	1.7	1.9	2.11	2.3	5	0.67	0.44	31.54	0.64	2.24	1.73	9.1
55	1.2	1.9	2.1	2.1	3.2	5	0.68	0.46	31.96	0.64	2.1	1.81	8.82
50	1.2	1.8	2	2.1	2.4	5	0.7	0.49	32.78	0.69	2.06	1.96	8.51
45	1.2	1.7	1.9	2.1	2.3	5	0.72	0.51	33.39	0.74	2.08	2.15	8.51
40	1.3	1.7	1.9	2.2	2.1	5	0.73	0.53	33.3	0.73	1.93	2.27	8.35

N : Número de datos

Q₃ : Cuartil superior

CV : Coeficiente de variación

min : Valor mínimo

max : Valor máximo

M₃ : Momento central de tercer orden

Q₁ : Cuartil inferior

σ : Desviación típica

CA : Coeficiente de asimetría o sesgo

M : Mediana

σ^2 : Varianza

M₄ : Momento central de cuarto orden

m : Media

CC : Coeficiente de curtosis

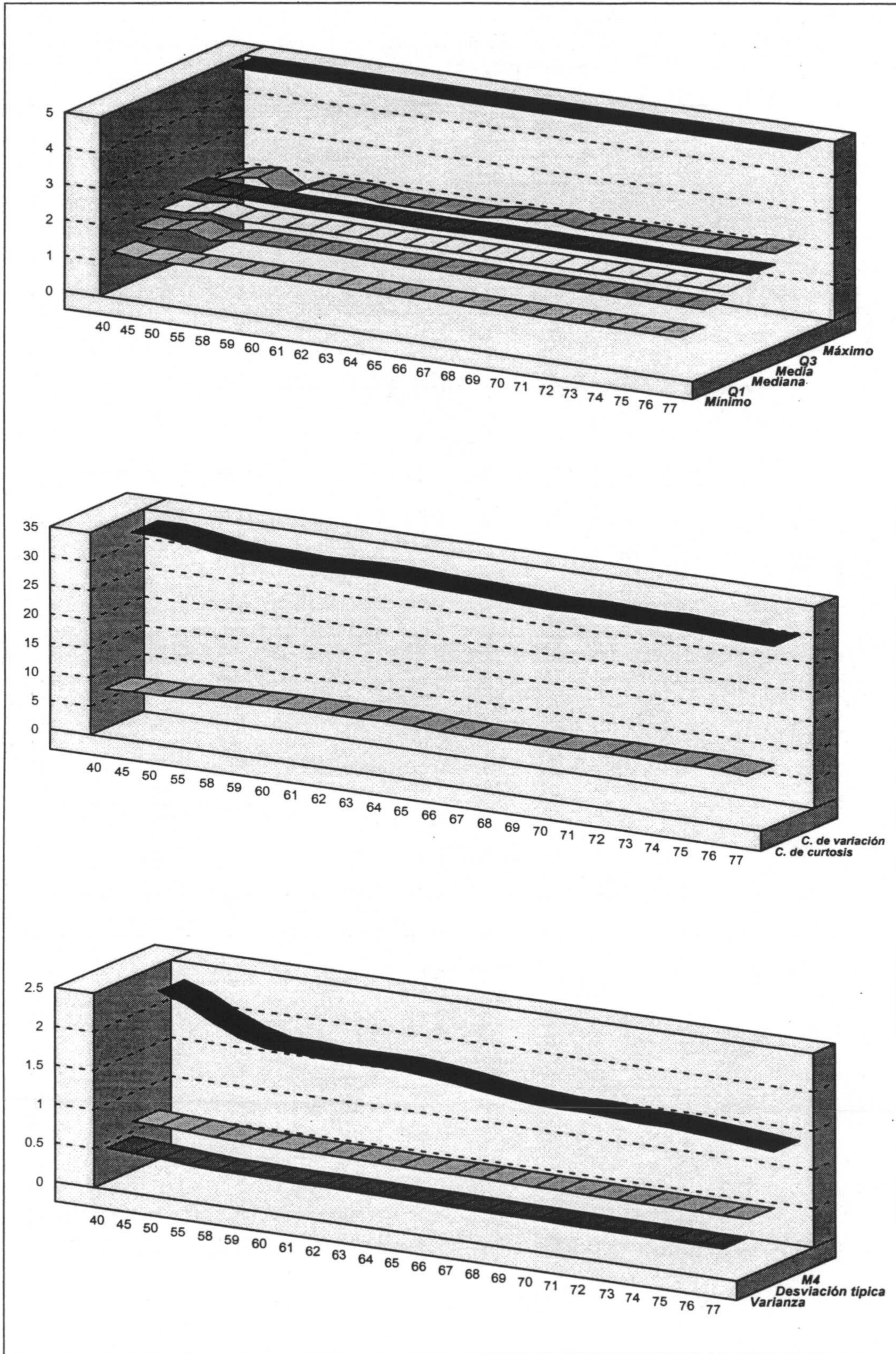
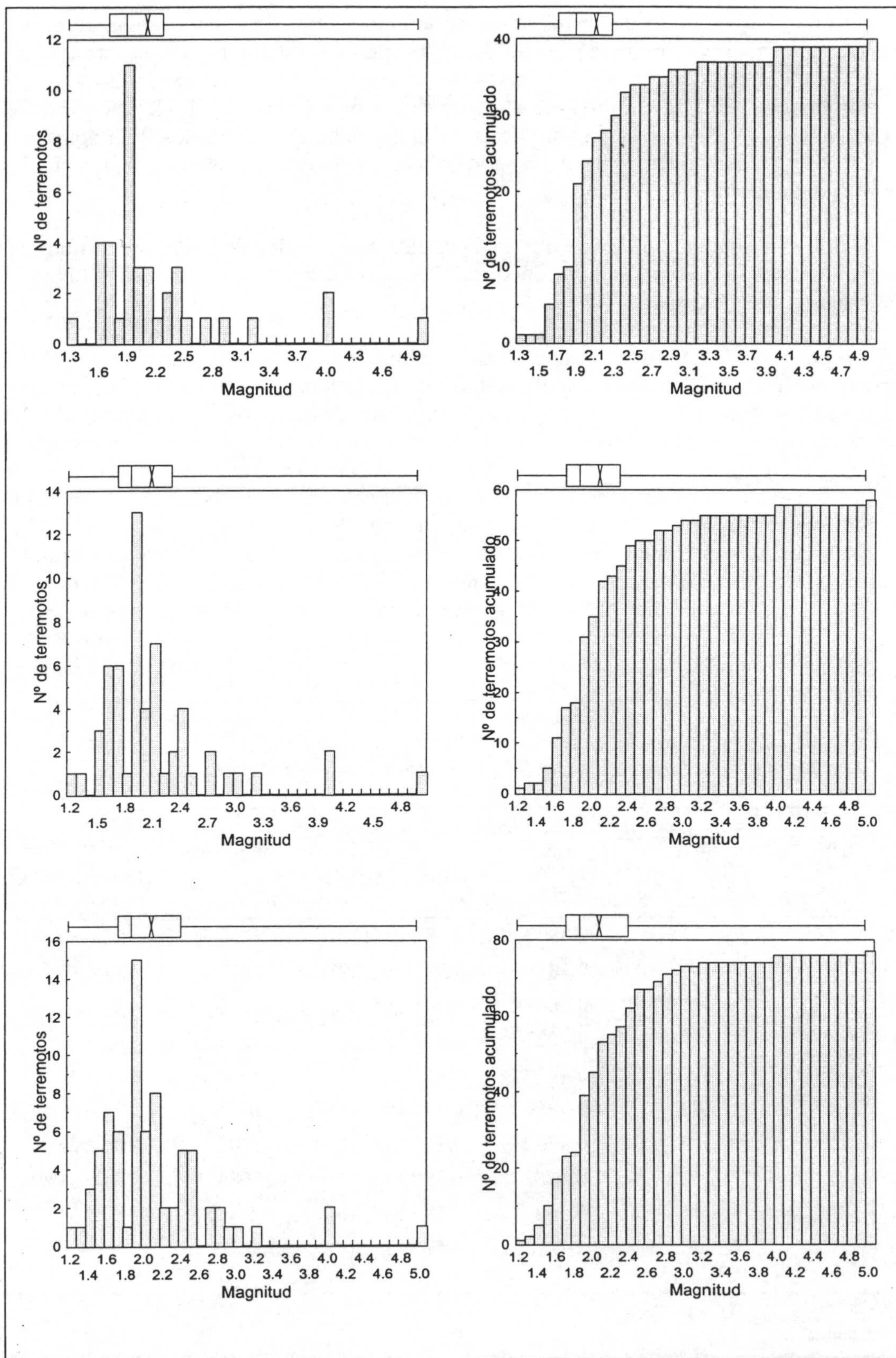


Figura IV.31. Variación de los parámetros estadísticos básicos calculados para las magnitudes de los terremotos de la serie sísmica de Berja - Almería (1993-1994). Se representan los valores para cada uno de los casos considerados, desde que la serie tuviera 40, 45, 50, 55, y desde 58 datos (75% del total) hasta completar la serie sísmica (77 datos).



Figuras IV.32 a IV.37 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Histogramas e histogramas acumulados para las magnitudes de los terremotos de la serie sísmica de Berja - Almería (1993-1994). Se representan los valores para los casos con los primeros 40 datos (figuras IV.32 y IV.33), 58 datos (75% del total, figuras IV.34 y IV.35) y 77 datos (figuras IV.36 y IV.37), que corresponden a la serie sísmica completa.

Para completar este estudio estadístico, se adjuntan tanto los histogramas como los histogramas acumulados para el caso de los primeros 40 datos en las figuras IV.32 y IV.33, para el caso del 75% de los datos de la serie (58) en las figuras IV.34 y IV.35, y para la serie sísmica completa (77 datos) en las figuras IV.36 y IV.37. A partir del análisis de estas figuras es posible destacar la ausencia de terremotos de magnitudes 2.6 y 3.1 y magnitudes entre 3.3 a 3.9, ambos inclusive, y entre 4.1 a 4.9, ambos inclusive también.

En estas distribuciones se observa también que el valor de moda (magnitud 1.9) coincide con el valor mediano alrededor del cual se distribuyen el resto de valores de la magnitud de esta serie.

El paso inicial para el proceso de la Simulación Condicional Geoestadística propiamente dicho consiste en el análisis variográfico sobre los datos de la serie sísmica. Como en esta serie se disponía de los datos de los terremotos ya ocurridos, se procede a realizar un análisis considerando varios casos. Desde la serie completa se va prescindiendo sucesivamente de datos, hasta llegar a un momento en el que ya no es posible determinar con certeza el modelo de variograma teórico que mejor se ajuste al experimental. De este modo se obtienen los resultados que se indican en la tabla IV.16 y que se representan gráficamente en las figuras IV.38 a IV.47. Se muestran los variogramas experimentales, los variogramas teóricos ajustados y las varianzas respectivas, para cada uno de los casos considerados 77 datos (serie completa), 76, 75,

Tabla IV.16. Resultados del análisis variográfico realizado para la evolución secuencial de la magnitud de la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994)

Caso nº	Nº de datos	Varianza	Variograma teórico ajustado	Nº de parejas	P. K. S. (Correlación %)
1	77	0.3833	0.383 Esf (29)	2285	10 (> 50%)
2	76	0.3818	0.382 Esf (29)	2242	15 (> 30%)
3	75	0.3845	0.385 Esf (29)	2198	15 (> 30%)
4	70	0.4021	0.402 Esf (30)	1976	15 (> 30%)
5	65	0.4132	0.413 Esf (30)	1759	15 (> 30%)
6	60	0.4253	0.425 Esf (31)	1535	17 (> 27%)
7	55	0.4532	0.453 Esf (32)	1306	18 (> 24%)
8	50	0.4803	0.480 Esf (35)	1084	18 (> 31%)
9	45	0.5025	0.503 Esf (36)	868	18 (> 31%)
10	40	0.521	0.521 ? (?)	675	-

Leyenda:

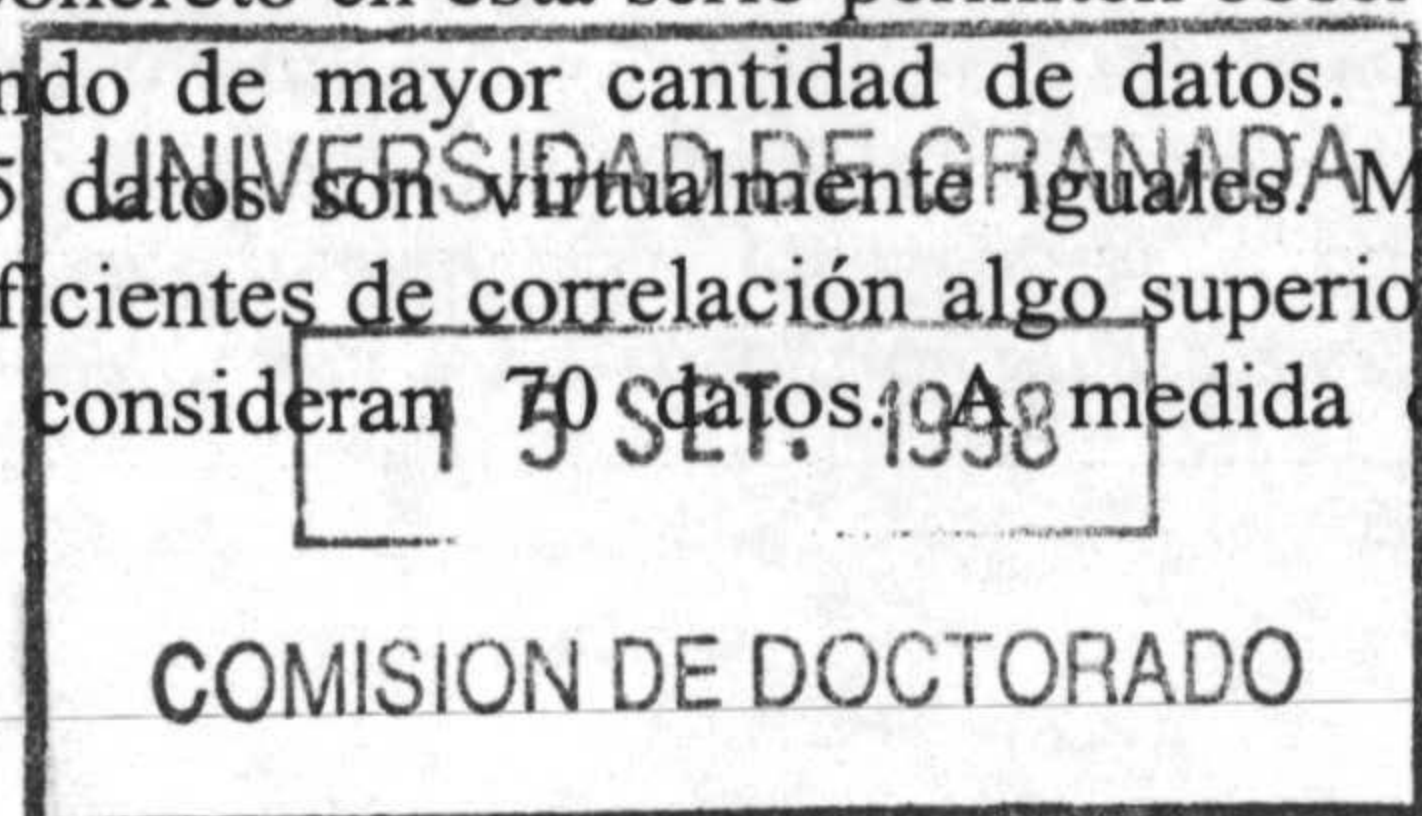
P. K. S. (Correlación %): Nº de puntos vecinos que se tienen en cuenta durante el cálculo del krigeaje en la simulación condicional. Entre paréntesis se indica el mínimo grado de correlación, obtenido de cada correlograma, que existe entre los puntos más distanciados. Esta correlación será, a su vez, el mínimo grado de certeza de cada una de las respectivas curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes dadas, resultantes de la Simulación Condicional Geoestadística.

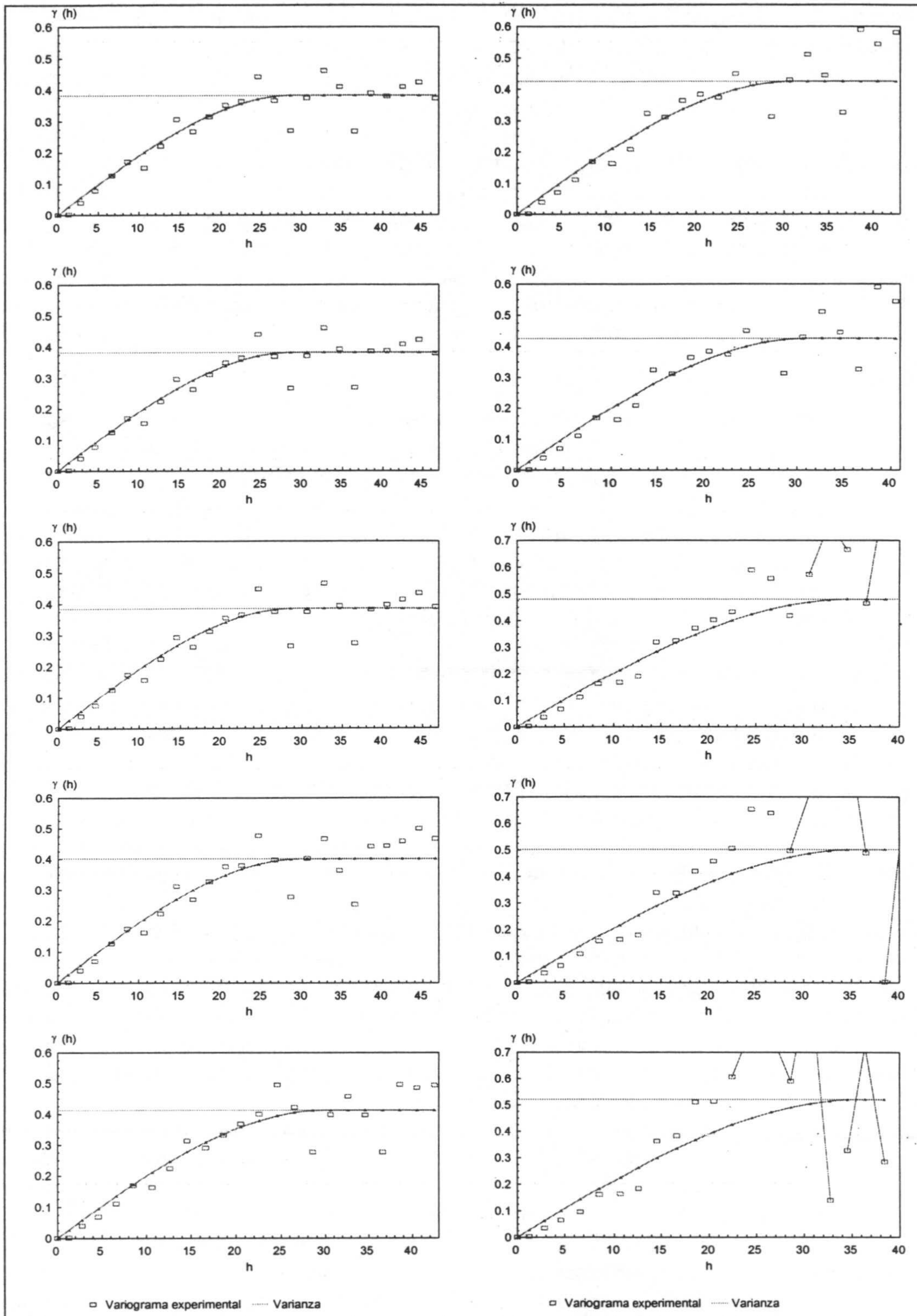
70, 65, 60, 55, 50, 45 y 40 datos. Al analizar de manera secuencial estas figuras, se observa la degradación que sufre el variograma experimental a medida que se van considerando menor cantidad de datos, perdiéndose la definición del valor de meseta que sí se aprecia claramente en los primeros casos. En los últimos casos también se observa que los valores de los puntos del variograma experimental para valores del paso h superiores a 20 son bastante erráticos (las líneas que aparecen en los gráficos son indicativas de puntos que sobrepasan el nivel de escala de la figura), debido a la poca cantidad de parejas de datos que se pueden establecer para definirlos. Por otra parte, es importante destacar el hecho de que el valor del alcance va creciendo a medida que disminuye la cantidad de datos, de tal modo que en el caso de considerar 40 datos de la serie sísmica, este valor es prácticamente coincidente con el alcance del variograma teórico. A medida que disminuye la cantidad de datos se puede observar que:

- Disminuye el número de parejas que se pueden establecer entre los mismos por lo que también disminuye la certeza con la que se calcula el variograma.
- Los valores de meseta (definidos por la varianza) aumentan.
- Aumentan los valores de los alcances de los variogramas, de tal modo que en el último caso vienen prácticamente a coincidir la cantidad de datos y el alcance del variograma teórico. Este hecho implica que queda indefinido el modelo de variograma que se puede ajustar, al disponer sólo de la parte del variograma experimental anterior a que se alcance el valor de meseta.

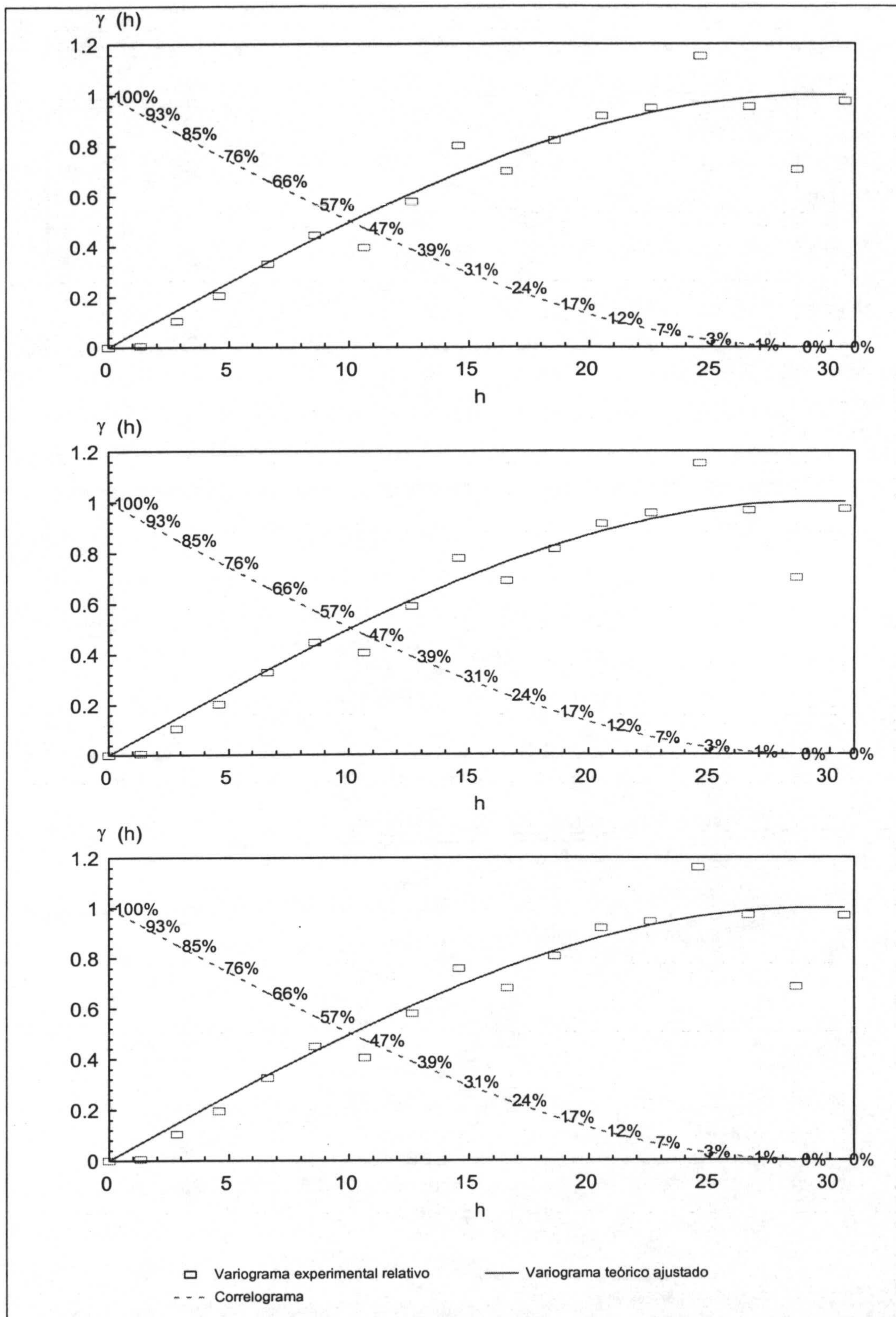
En caso de que se estuviera produciendo realmente esta serie, no sería posible conociendo sólo los primeros 40-45 datos, ajustar un variograma teórico con certeza, del mismo modelo que se define a medida que se incorporan más datos. Por esta razón, se considera que al menos hacen falta en esta serie 50-55 datos para que se pueda ajustar un variograma fiable. De hecho se puede ajustar el variograma *0.521 Esf* (36) al caso de 40 datos, pero teniendo en cuenta que se ha podido llegar a deducir este modelo porque se conocían previamente los modelos ajustados para los otros casos considerados. Por lo tanto, la menor cantidad posible de datos que en esta serie son necesarios para poder ajustar un variograma teórico fiable y sin que haya necesidad de conocer los datos posteriores, se puede establecer en 45 datos (caso 9 de la tabla IV.16). Para no hacer muy larga la enumeración sólo se han calculado los variogramas para los casos expuestos en la tabla IV.16, ya que los variogramas de los casos intermedios son modelos que tienen como meseta el valor de la varianza para esos datos considerados; el tipo de variograma es el mismo, esférico en esta serie; y el valor del alcance estará comprendido entre los valores de los alcances de los variogramas de los casos anterior y posterior.

Los correlogramas calculados a partir del variograma teórico ajustado al variograma relativo de cada uno de los casos considerados se muestran en las figuras IV.48 a IV.57. En todos los casos, el variograma teórico ajustado al variograma relativo es del mismo modelo que el ajustado al variograma experimental, con la única salvedad que en los variogramas relativos la meseta vale 1. Las figuras que muestran los correlogramas abarcan una escala en el eje de abscisas ligeramente más corta que para los gráficos de los variogramas, con el único fin de visualizar el tramo en el que se mantiene la correlación y hasta que ésta desaparece. Los variogramas relativos permiten comparar variogramas entre sí, y en concreto en esta serie permiten observar su evolución a medida que se va prescindiendo de mayor cantidad de datos. Los correlogramas correspondientes a 77, 76 y 75 datos son virtualmente iguales. Muy ligeras diferencias concretadas en algunos coeficientes de correlación algo superiores a los casos anteriores, aparecen cuando se consideran 70 datos. A medida que

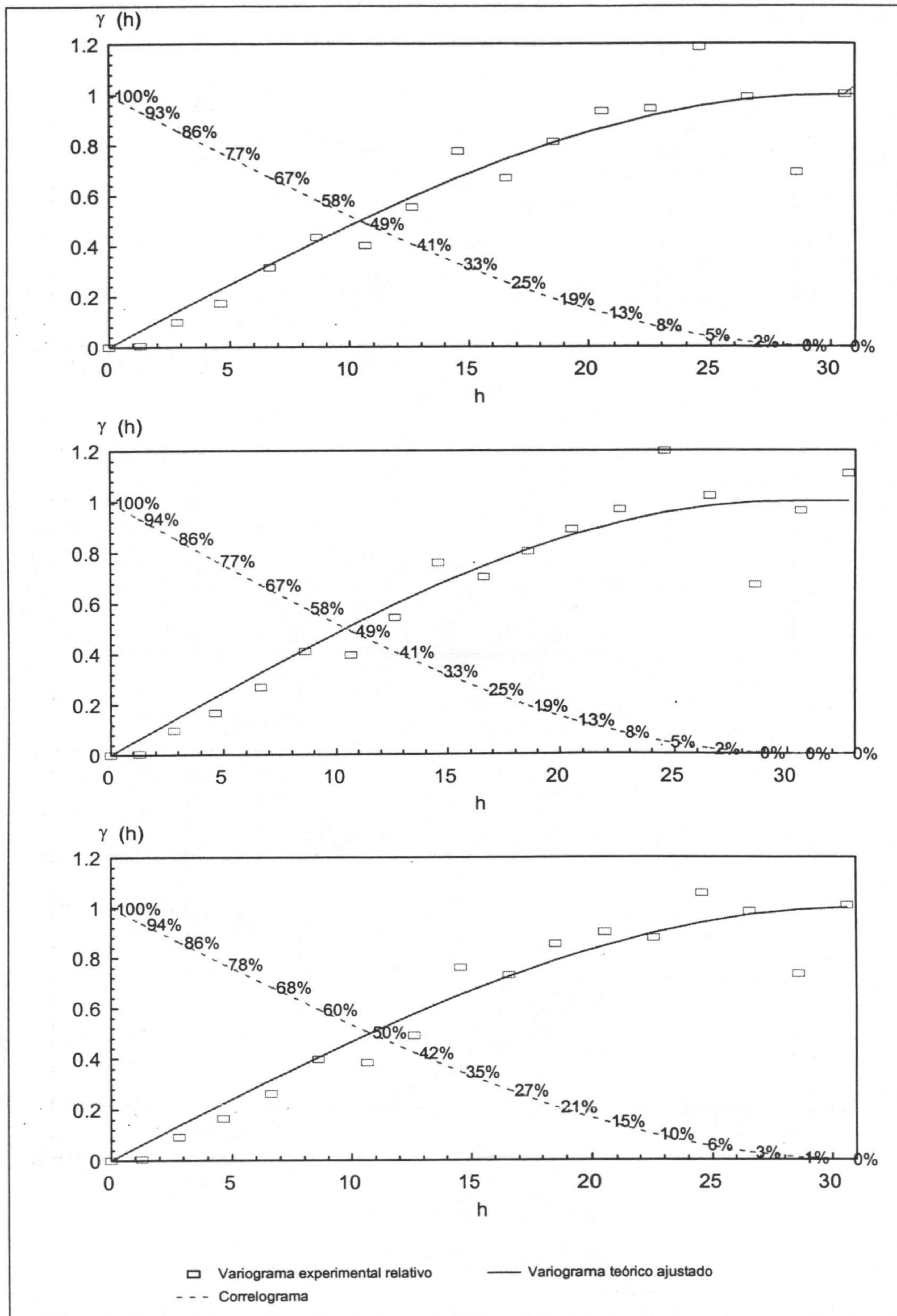




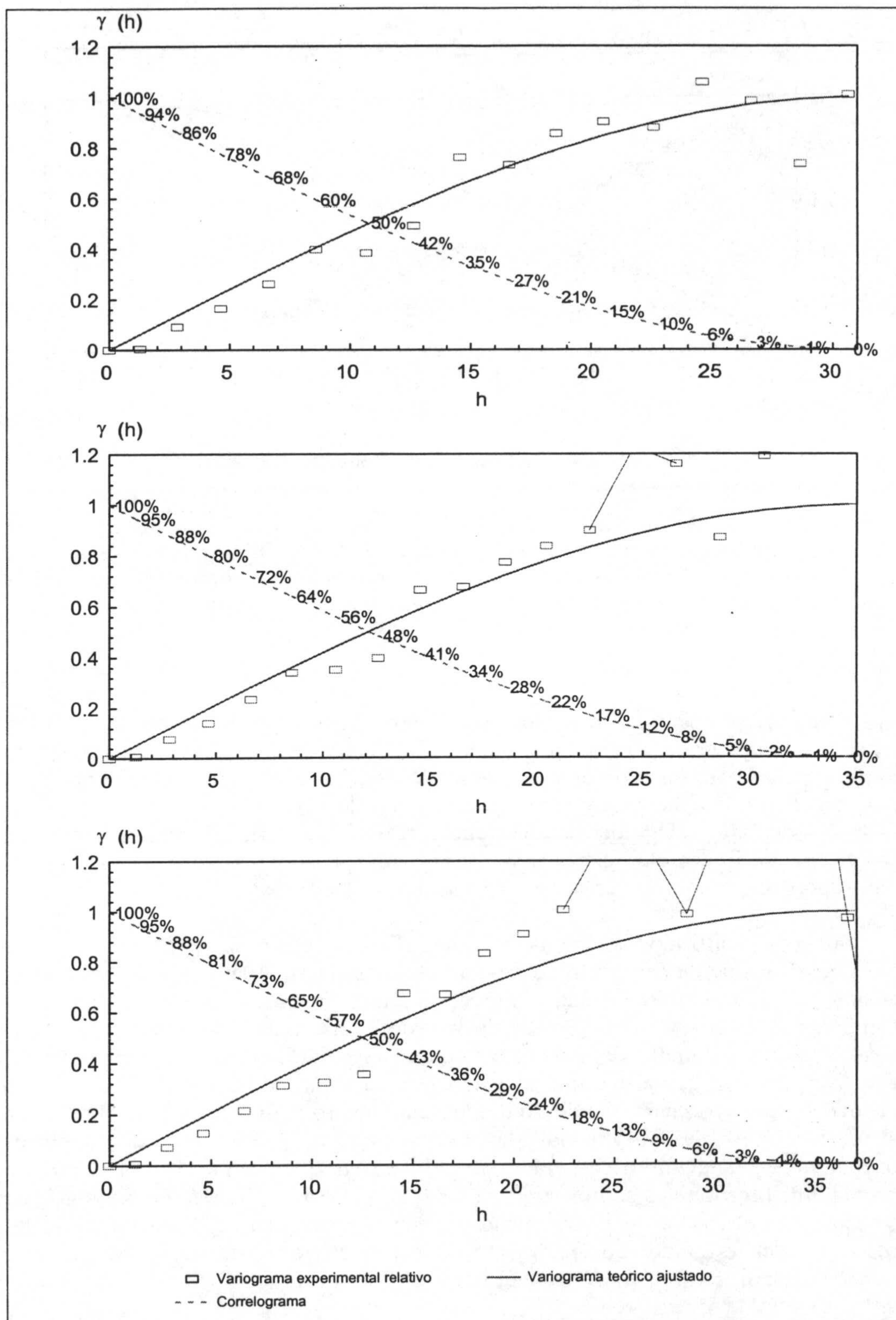
Figuras IV.38 a IV.47 (de arriba a abajo y de izquierda a derecha). Variogramas experimentales para los casos de considerar los primeros 77 (serie completa), 76, 75, 70, 65 y 60, 55, 50, 45 y 40 datos, para las magnitudes de los terremotos de la serie sísmica de Berja - Almería (1993-1994). En los últimos casos aunque el variograma sólo queda bien definido (por falta de datos) hasta cierto valor del paso h (por ejemplo, en el último caso para 40 datos el variograma experimental queda definido hasta $h < 21$), se ha preferido mantener la misma escala horizontal para permitir una mejor comparación entre los gráficos.



Figuras IV.48 a IV.50 (de arriba a abajo). Correlogramas de los casos en los que se consideran 77 datos (serie completa), y los primeros 76 y 75 datos, para las magnitudes de los terremotos de la serie sísmica de Berja - Almería (1993-1994). En los correlogramas se representa a la derecha del punto correspondiente, en forma de porcentaje, el grado de correlación que existe entre puntos separados por su distancia h , en este caso el orden secuencial de las magnitudes de la serie sísmica.



Figuras IV.51 a IV.53 (de arriba a abajo). Correlogramas de los casos en los que se consideran los primeros 70, 65 y 60 datos, para las magnitudes de los terremotos de la serie sísmica de Berja - Almería (1993-1994). En los correlogramas se representa a la derecha del punto correspondiente, en forma de porcentaje, el grado de correlación que existe entre puntos separados por su distancia h , en este caso el orden secuencial de las magnitudes de la serie sísmica.



Figuras IV.54 a IV.56 (de arriba a abajo). Correlogramas de los casos en los que se consideran los primeros 55, 50 y 45 datos, para las magnitudes de los terremotos de la serie sísmica de Berja - Almería (1993-1994). En los correlogramas se representa a la derecha del punto correspondiente, en forma de porcentaje, el grado de correlación que existe entre puntos separados por su distancia h , en este caso el orden secuencial de las magnitudes de la serie sísmica.

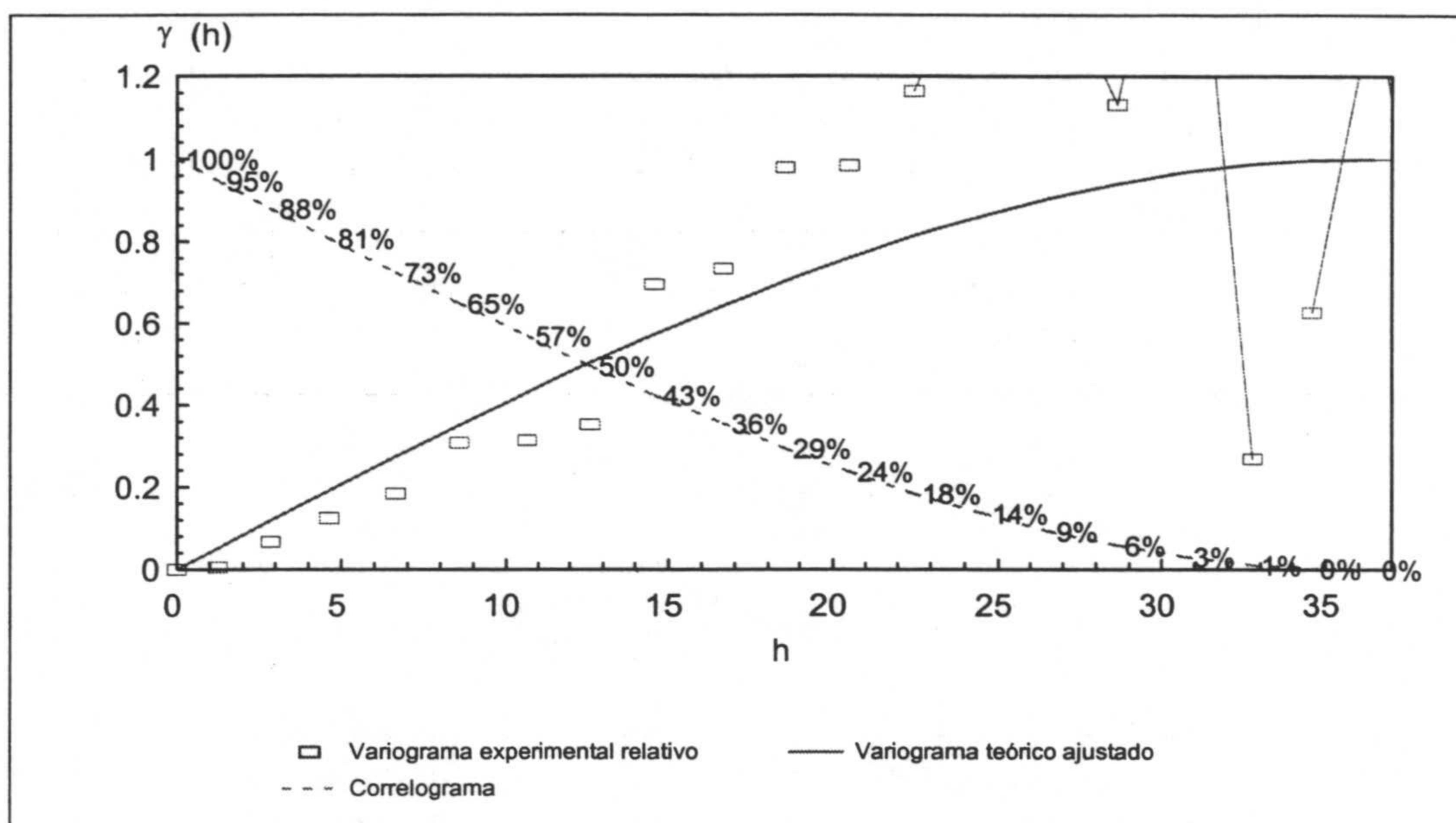


Figura IV.57. Correlograma del caso en el que se consideran los primeros 40 datos, para las magnitudes de los terremotos de la serie sísmica de Berja - Almería (1993-1994). En el correlograma se representa a la derecha del punto correspondiente, en forma de porcentaje, el grado de correlación que existe entre puntos separados por su distancia h , en este caso el orden secuencial de las magnitudes de la serie sísmica.

que disminuye la cantidad de datos estas diferencias se van haciendo un poco más patentes. Al igual que se comentó algunas líneas anteriores para los variogramas, los correlogramas para los últimos casos de 40-45 datos se han podido calcular porque se conocía el modelo de variograma que seguía esta serie en los casos con mayor cantidad de datos. Durante la ocurrencia real de la serie sísmica hubiera sido prácticamente imposible ajustar estos variogramas, hasta conocer al menos unos 50 datos momento en que el variograma experimental queda más definido.

Una vez realizado el análisis variográfico sobre cada uno de los casos considerados, que ha permitido determinar la función variograma que mejor se ajusta a cada variograma experimental, se procede a realizar el cálculo mediante Simulación Condicional Geoestadística de las curvas de probabilidad de ocurrencia de un terremoto de magnitud dada. Para esto se utilizan los datos que se incluyen en la tabla IV.16, el modelo de variograma ajustado y la cantidad de puntos que se tienen en cuenta en cada caso para el cálculo del kriging dentro del proceso de la simulación. Tanto el número de datos iniciales considerados en cada caso como el número del terremoto cuya magnitud se simula se incluyen en la tabla IV.17 y las curvas de probabilidad resultantes se muestran en las figuras IV.58 a IV.102. En estos gráficos se especifica el caso al que corresponde, según se especifica en la tabla anterior y la magnitud del terremoto que realmente ocurrió posteriormente. De estas curvas se pueden deducir los siguientes resultados:

- Probabilidad de que el terremoto considerado tenga una magnitud mayor a una magnitud determinada, definida por la longitud del segmento que partiendo desde el eje de abscisas, a la altura de la magnitud considerada, corta a la curva de probabilidad. Esta probabilidad se lee directamente de la escala vertical del gráfico.

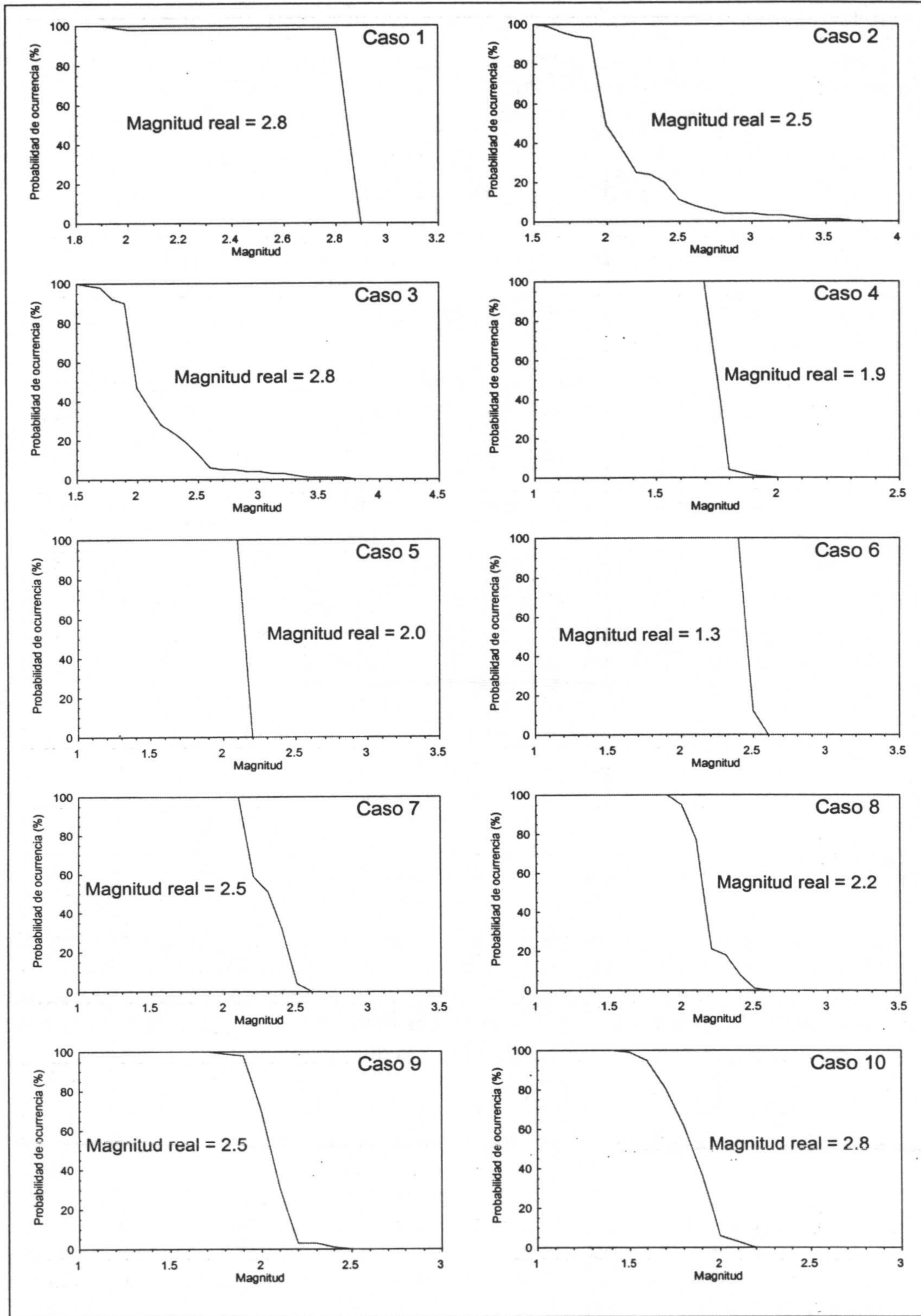
Tabla IV.17. Casos en los que se ha calculado la curva de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas mediante la Simulación Condicional Geoestadística para la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994)

Caso nº	Nº datos	Terremoto a simular	Caso nº	Nº datos	Terremoto a simular	Caso nº	Nº datos	Terremoto a simular
1	76	77	16	65	71	31	55	62
2	75	76	17	"	72	32	50	51
3	"	77	18	60	61	33	"	52
4	70	71	19	"	62	34	"	53
5	"	72	20	"	63	35	"	54
6	"	73	21	"	64	36	"	55
7	"	74	22	"	65	37	"	56
8	"	75	23	"	66	38	"	57
9	"	76	24	"	67	39	45	46
10	"	77	25	55	56	40	"	47
11	65	66	26	"	57	41	"	48
12	"	67	27	"	58	42	"	49
13	"	68	28	"	59	43	"	50
14	"	69	29	"	60	44	"	51
15	"	70	30	"	61	45	"	52

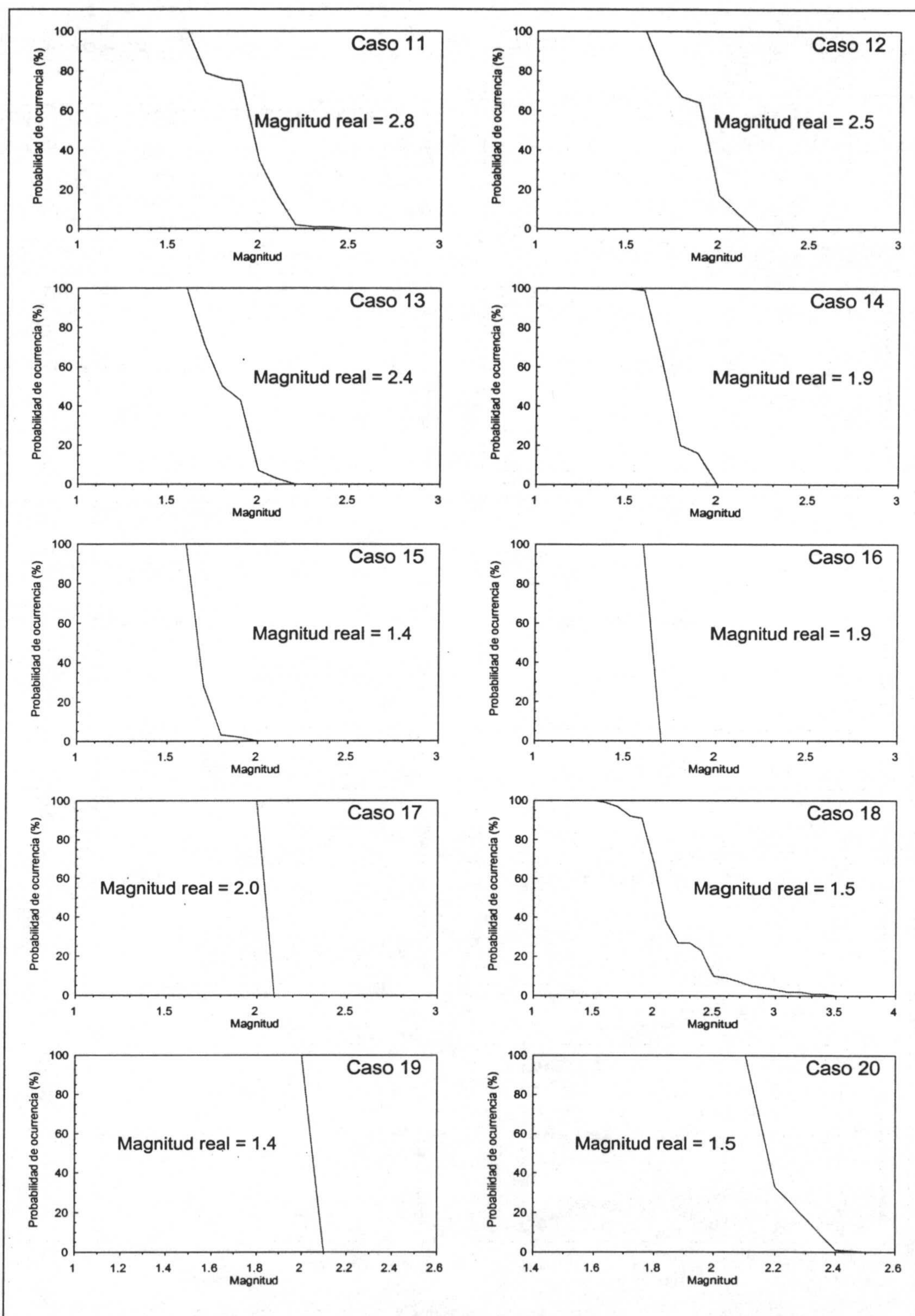
- Probabilidad de que el terremoto considerado tenga una magnitud menor o igual a una magnitud determinada, definida por la longitud del segmento que partiendo desde el punto de corte con la curva de probabilidad definido en el caso anterior, alcanza la parte superior del gráfico. Esta probabilidad es complementaria de la calculada en el caso anterior y se calcula restándole a 100% esa probabilidad.

- Magnitud máxima esperada más probable, definida por la mayor magnitud que alcanza la curva de probabilidad al cortar el eje horizontal.

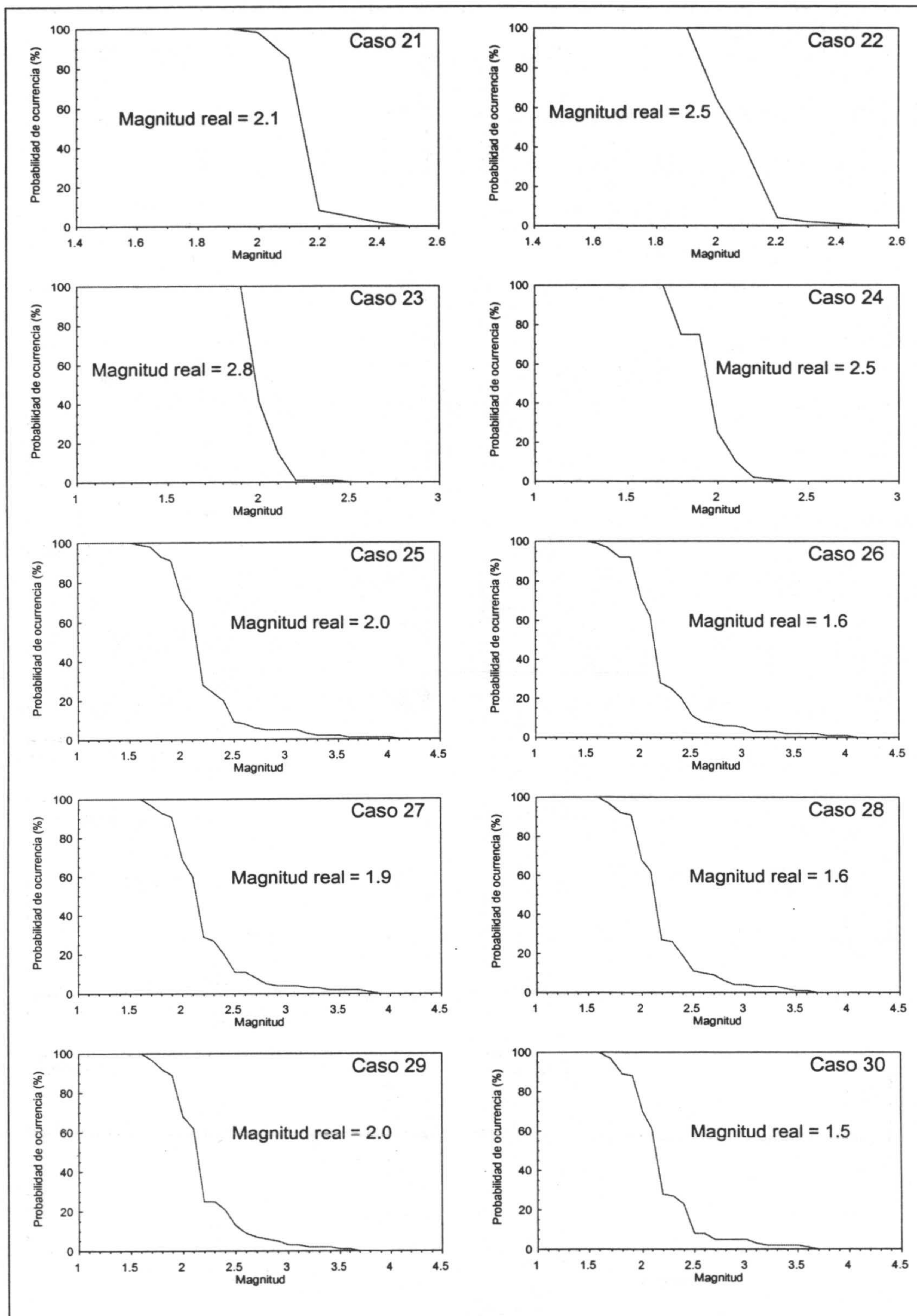
Según se puede ver en la tabla IV.17, a partir de una cantidad de datos se han realizado simulaciones hasta 7 puntos después. Evidentemente, la certeza de la simulación del segundo punto y posteriores es inferior a la del primer punto según se indica en cada correlograma. Por esta razón, aunque se pueda llegar a simular un terremoto desde varios terremotos antes, será más fiable el cálculo hecho a partir del terremoto inmediatamente anterior que de otros más distantes. Así, por ejemplo, se han obtenido tres curvas de probabilidad para el terremoto 77 (último de la serie), a partir de los 76 datos anteriores (caso 1), de los primeros 75 datos (caso 3) y la última simulación conociendo sólo los primeros 70 datos (caso 10). Según se observa en las figuras correspondientes, figuras IV.58, IV.60 y IV.67, los mejores resultados se obtienen en los dos primeros casos ya que en el tercer caso la máxima magnitud esperada es sólo igual a 2.2. El grado de certeza de los cálculos es del 95% (figura



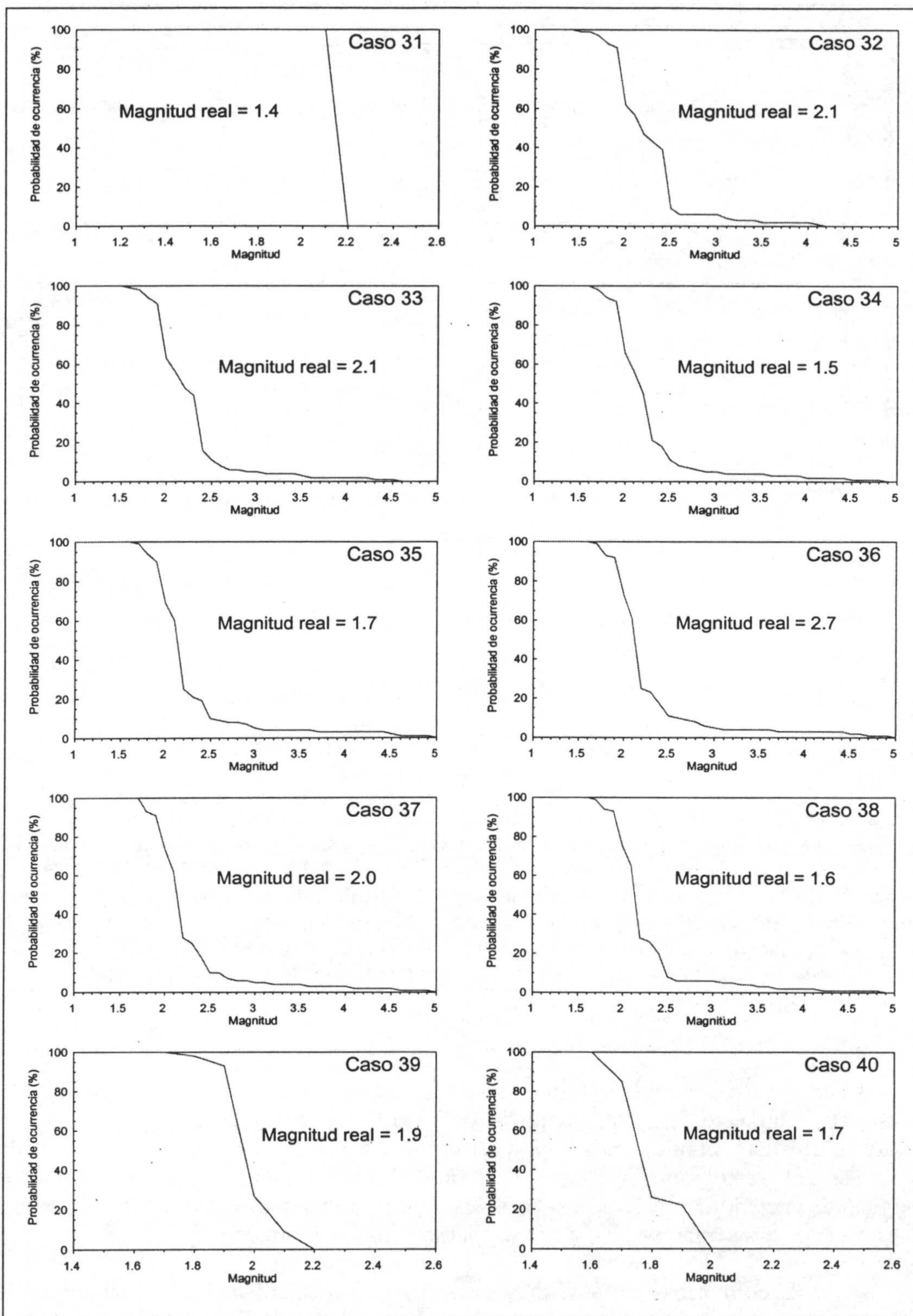
Figuras IV.58 a IV.67. Curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas calculadas mediante la Simulación Condicional Geoestadística para la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994), para los casos 1 al 10. Las características de los casos presentados, número de datos usados y el terremoto que se simula, se pueden encontrar en la tabla IV.17. En cada gráfico se especifica la magnitud del terremoto que realmente ocurrió, lo que permite valorar la bondad del resultado obtenido. Cada una de estas curvas es el resultado de 100 simulaciones calculadas sólo con datos anteriores al terremoto considerado.



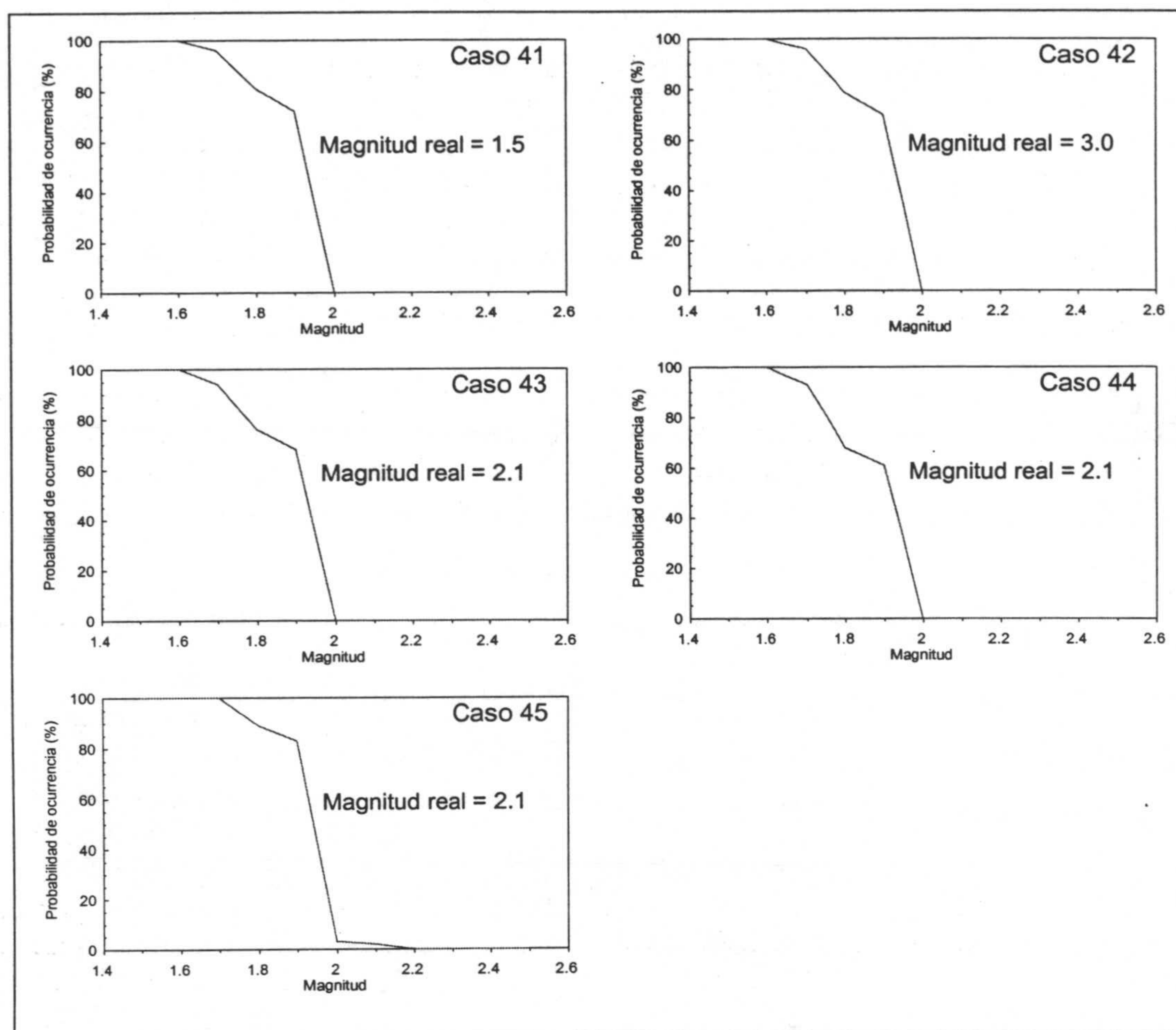
Figuras IV.68 a IV.77. Curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas calculadas mediante la Simulación Condicional Geoestadística para la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994), para los casos 11 al 20. Las características de los casos presentados, número de datos usados y el terremoto que se simula, se pueden encontrar en la tabla IV.17. En cada gráfico se especifica la magnitud del terremoto que realmente ocurrió, lo que permite valorar la bondad del resultado obtenido. Cada una de estas curvas es el resultado de 100 simulaciones calculadas sólo con datos anteriores al terremoto considerado.



Figuras IV.78 a IV.87. Curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas calculadas mediante la Simulación Condicional Geoestadística para la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994), para los casos 21 al 30. Las características de los casos presentados, número de datos usados y el terremoto que se simula, se pueden encontrar en la tabla IV.17. En cada gráfico se especifica la magnitud del terremoto que realmente ocurrió, lo que permite valorar la bondad del resultado obtenido. Cada una de estas curvas es el resultado de 100 simulaciones calculadas sólo con datos anteriores al terremoto considerado.



Figuras IV.88 a IV.97. Curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas calculadas mediante la Simulación Condicional Geoestadística para la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994), para los casos 31 al 40. Las características de los casos presentados, número de datos usados y el terremoto que se simula, se pueden encontrar en la tabla IV.17. En cada gráfico se especifica la magnitud del terremoto que realmente ocurrió, lo que permite valorar la bondad del resultado obtenido. Cada una de estas curvas es el resultado de 100 simulaciones calculadas sólo con datos anteriores al terremoto considerado.



Figuras IV.98 a IV.102. Curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas calculadas mediante la Simulación Condicional Geoestadística para la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994), para los casos 41 al 45. Las características de los casos presentados, número de datos usados y el terremoto que se simula, se pueden encontrar en la tabla IV.17. En cada gráfico se especifica la magnitud del terremoto que realmente ocurrió, lo que permite valorar la bondad del resultado obtenido. Cada una de estas curvas es el resultado de 100 simulaciones calculadas sólo con datos anteriores al terremoto considerado.

IV.48) en el caso 1, del 90% (figura IV.49) en el caso 3 y del 66% (figura IV.51) en el caso 10. Con estos resultados queda de manifiesto que, aunque teóricamente es posible efectuar simulaciones varios terremotos antes de uno dado, en función del alcance del variograma ajustado, los resultados más fiables se obtienen para el siguiente terremoto o a lo sumo para los 2 terremotos siguientes. En los próximos casos que se presentan se puede comprobar que ocurre lo mismo.

Se puede comprobar en las curvas de probabilidad calculadas que la magnitud del terremoto real se encuentra dentro de los márgenes definidos por las curvas, exceptuando algunos casos que se comentarán a continuación.

En el caso 11 la diferencia entre la magnitud máxima esperada, 2.5, y la magnitud real, 2.8, es de 0.3 grados de magnitud. Analizando las magnitudes de la serie se observa que las magnitudes inmediatamente anteriores son sucesivamente crecientes, pero en este caso la simulación no ha seguido esta tendencia, seguramente debido a la

influencia de los terremotos vecinos de magnitudes menores. De todas formas, la diferencia no es excesiva. El mismo problema se presenta en los casos 12 y 13, siendo la magnitud máxima esperada igual a 2.2 en los dos casos y la magnitud del terremoto que realmente ocurrió igual a 2.5 y 2.4, respectivamente. Igual pasa con el caso 16, cuya magnitud máxima esperada es 1.7 y la magnitud del terremoto real es 1.9; con el caso 23, con magnitudes 2.5 y 2.8, respectivamente; con el caso 24, con magnitudes 2.4 y 2.5, respectivamente; y los casos 43 y 44 ambos con magnitudes máximas esperadas iguales a 2.0 y magnitudes reales iguales a 2.1. En todos estos casos, no obstante, las diferencias no sobrepasan los 0.3 grados de magnitud. Quizá el resultado que se aparte más de la realidad sea el obtenido en el caso 42, ya que la magnitud máxima esperada era igual a 2.0 y el terremoto fue de magnitud 3.0. Excepto el caso 11, los demás casos que presentan estas diferencias apreciables con los valores reales corresponden a las simulaciones efectuadas para los terremotos posteriores al inmediato posterior del que se esté considerando como último conocido.

IV.4.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable

Como ya se vio en un primer momento, en esta serie sísmica destacan por su energía 3 terremotos de magnitudes 5.0, 4.0 y 4.0, respectivamente. Entre éstos que podemos denominar terremotos principales, aparecen otros terremotos de magnitudes menores. En un primer análisis de los paquetes de energía, si se considera como magnitud umbral 4.0 se comprueba que esta serie sísmica está compuesta consecuentemente de 3 paquetes energéticos. El primero de ellos formado por el primer terremoto, de magnitud 5.0, y los terremotos siguientes hasta el de magnitud 4.0, del terremoto número 2 al número 8 de la serie. Debido a la gran magnitud del primer terremoto respecto a los siguientes, la energía total del paquete, 5.001, es prácticamente la energía equivalente a la del terremoto de magnitud 5.0. De igual forma, la energía de los dos siguientes paquetes es equivalente a la de dos terremotos de magnitudes 4.02 y 4.03, respectivamente. Prácticamente idénticas. Con esta magnitud umbral no se obtienen más resultados.

Es posible trabajar con un poco más de resolución si se disminuye la magnitud umbral. De este modo, después de probar con magnitudes umbrales sucesivamente menores, se deduce que considerando una magnitud umbral igual a 2.3 se llega a un buen compromiso entre precisión y cantidad de paquetes de energía que se generan. Estos paquetes de energía se muestran en la figura IV.103. Si se prescinde de los 12 terremotos de la serie más cercanos a Balerna (Almería), se obtienen los paquetes que se muestran en la figura IV.104. Las diferencias entre ambas estriban en que el paquete de energía números 13 y 15, con energías equivalentes iguales a 2.5 y 2.8, respectivamente, de la primera figura desaparecen en la segunda, y el paquete número 16 de la figura IV.103 pasa de tener una energía equivalente de 2.7 a 2.6. Los terremotos (véase tabla IV.14) de los que se prescinde en el segundo caso son los que constituyen el paquete número 13 de la serie completa, números 41, 44, 45 y 46, el paquete número 15, números 51, 52, 57 y 59, el 16, números 61, 62 y 64 y en el paquete número 20 el terremoto número 72.

Si se consideran los terremotos de la serie prescindiendo de los 12 terremotos más cercanos a Balerna (Almería) y agrupando los paquetes de energía de mayor magnitud umbral, se obtienen los paquetes cuyo nivel de energía se muestra gráficamente en la figura IV.105. Los diversos paquetes que forman un paquete de energía superior se representan cada uno con un símbolo. Mediante flechas que

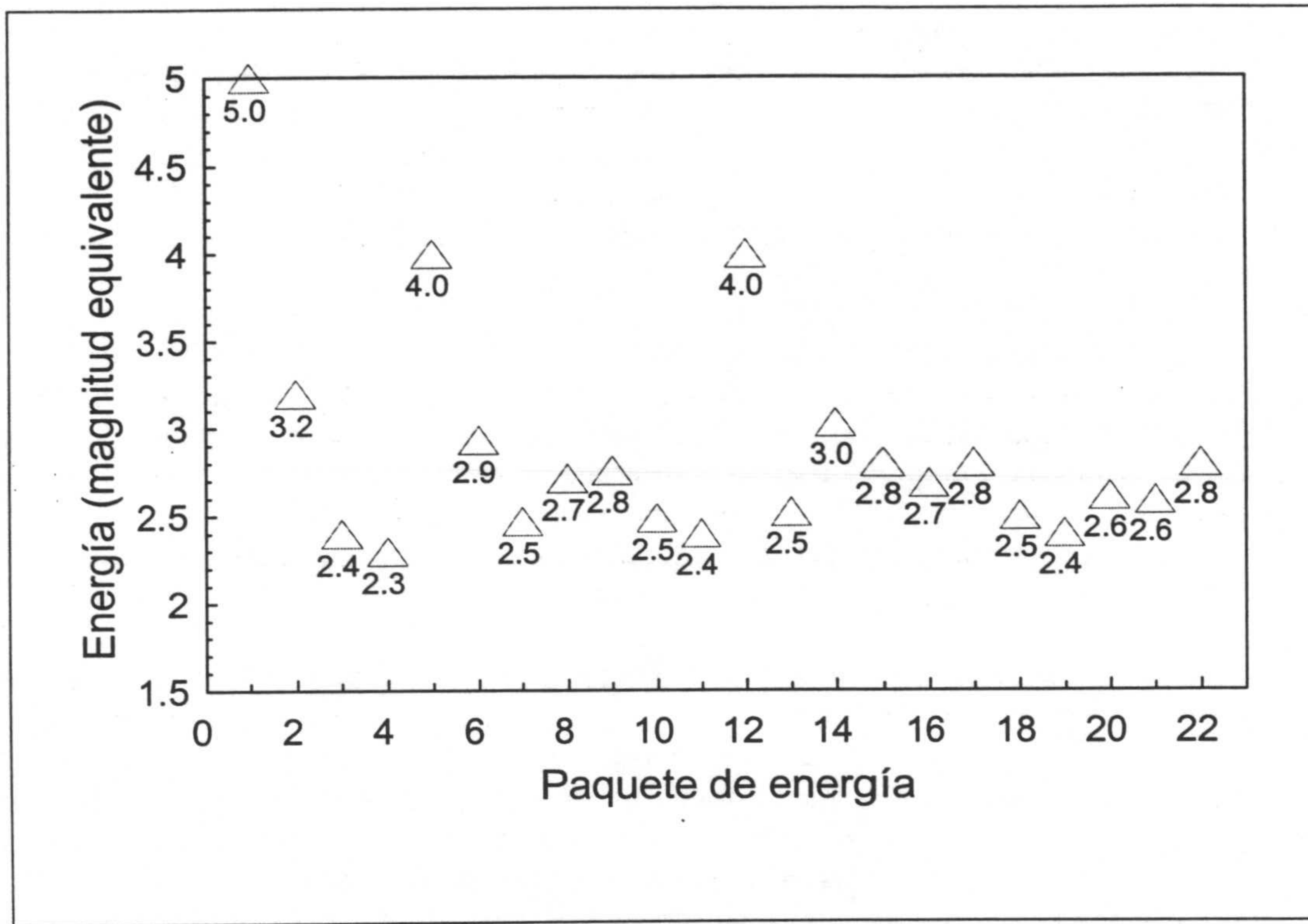


Figura IV.103. Paquetes de energía que se definen en la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994), considerando una magnitud umbral igual a 2.3.

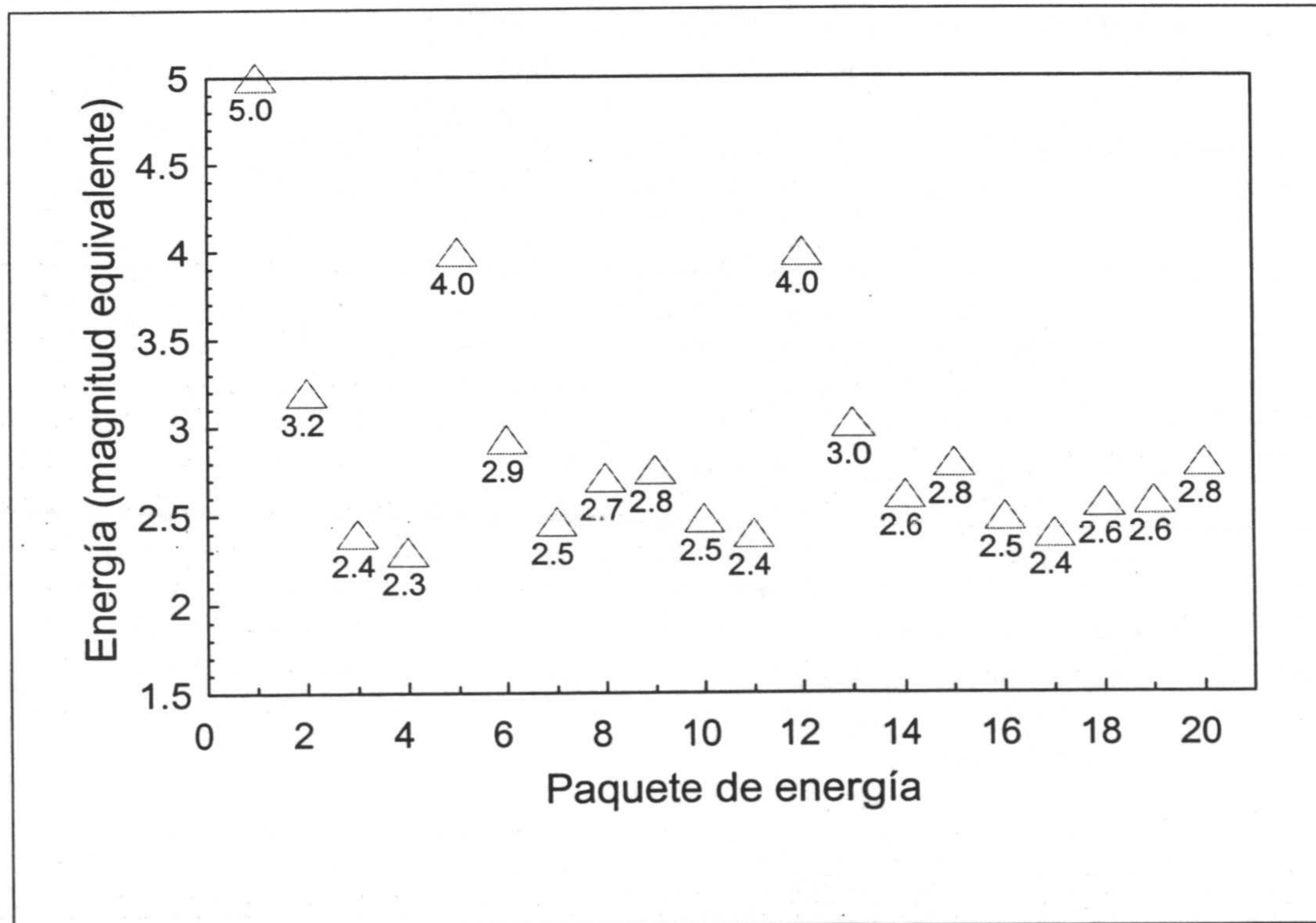


Figura IV.104. Paquetes de energía que se definen en la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994), considerando una magnitud umbral igual a 2.3, y prescindiendo de los 12 terremotos más cercanos a Balerna (Almería). Las diferencias con la figura anterior se detallan en el texto.

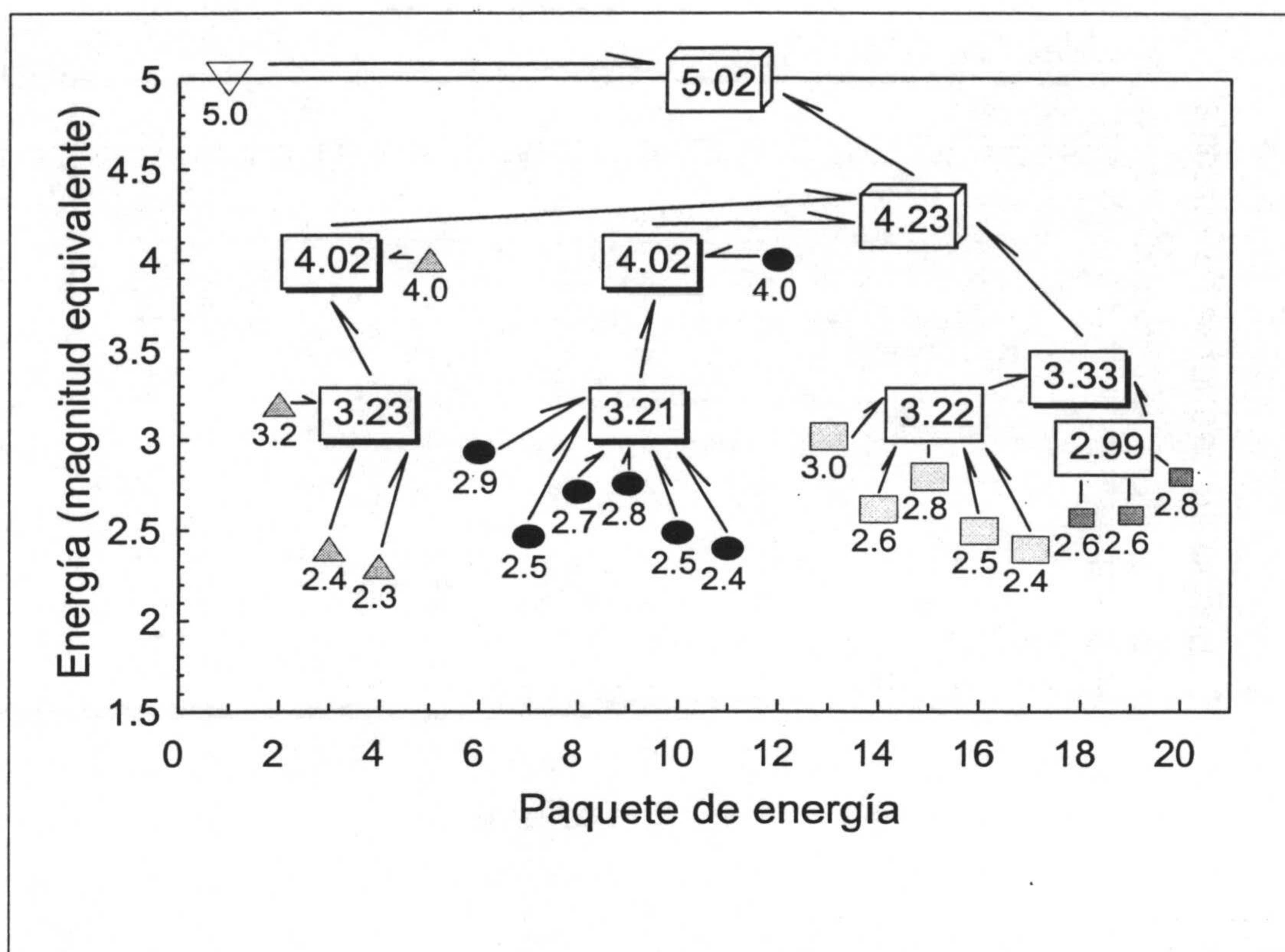
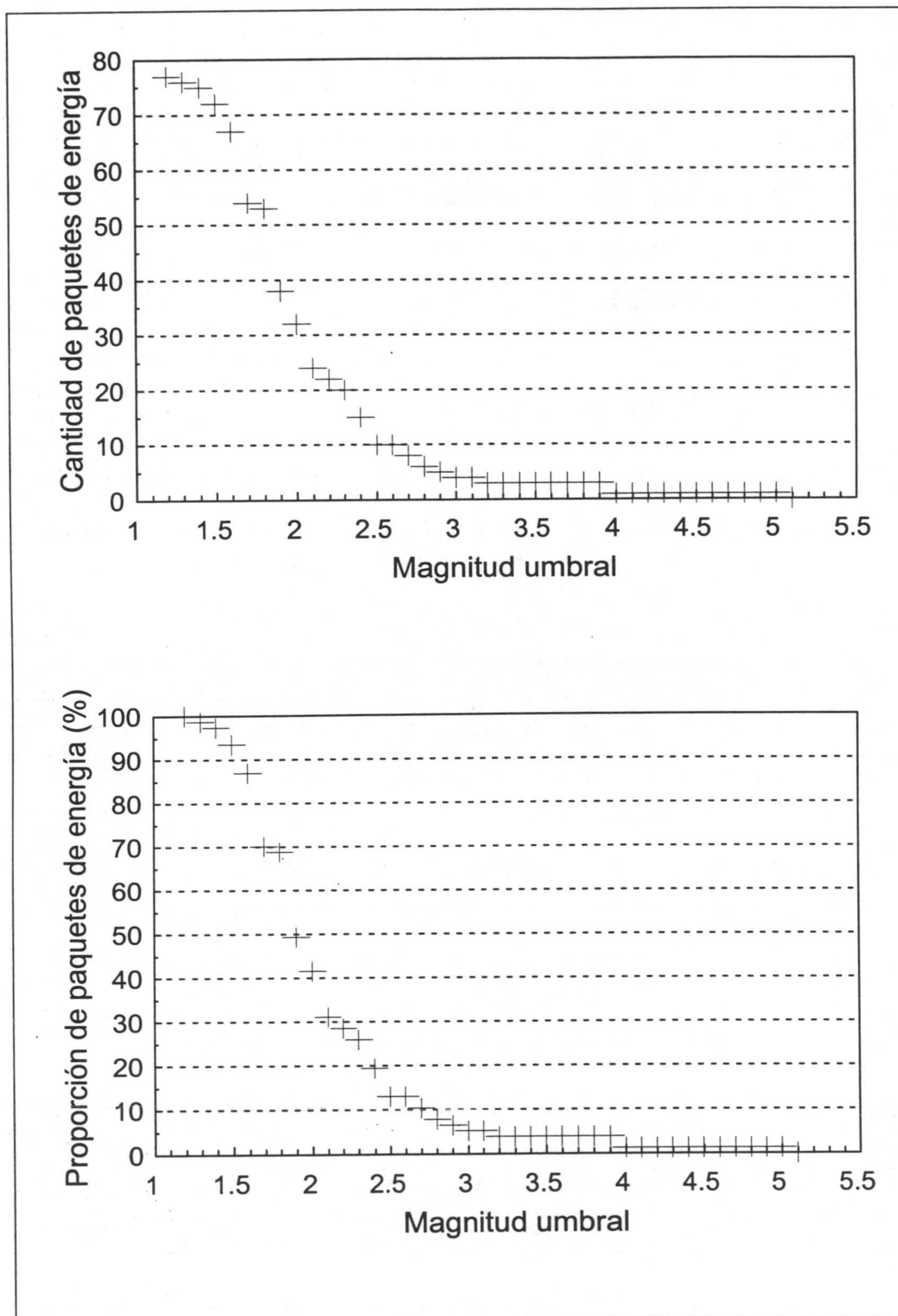


Figura IV.105. Paquetes de energía que se definen en la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994) prescindiendo de los 12 terremotos más cercanos a Balerna (Almería), al agruparse los diversos terremotos dentro de cada paquete. Las etiquetas indican el nivel de energía de cada paquete definido (según la escala del eje vertical). Se aprecian también los terremotos que constituyen cada paquete.

confluyen en una etiqueta se indica el nivel de energía que alcanza el paquete correspondiente. Los paquetes de menor magnitud umbral tienen un nivel de energía muy semejante, equivalente a la energía de un terremoto de magnitud 3.23, 3.21, 3.22 y 2.99, respectivamente. Cabe destacar que el segundo y el tercer grupos de paquetes (representados por elipses y rectángulos mayores en la figura IV.105) son prácticamente idénticos. Difieren sólo en la energía del primer paquete de ambos grupos (2.9 y 3.0), en la ausencia en el segundo grupo de un paquete de magnitud 2.5 y en que los paquetes 8 y 14 tienen una energía equivalente igual a 2.7 y 2.6, respectivamente. Si se agrupan los últimos paquetes (rectángulos y rectángulos más pequeños) el paquete resultante tiene una energía equivalente a la de un terremoto de magnitud 3.33. Teniendo en cuenta los terremotos de magnitud 4.0, los paquetes resultantes tienen una magnitud equivalente igual a 4.02 en ambos casos. Éstos, junto al último paquete definen otro de energía equivalente a la de un terremoto de magnitud 4.23. A su vez toda la serie sísmica equivale a la energía de un terremoto de magnitud 5.02.

Las variaciones que se producen cuando se consideran todos los terremotos de la serie sísmica son el ligero aumento del valor de algunos paquetes. Desde el nivel inferior, en el último grupo el paquete de 2.99 pasa a valer 3.00, el de 3.22 a 3.31 y el de 3.33 a 3.40. Dentro del segundo grupo, el paquete de valor 4.02 pasa a valer 4.03. Por último el paquete de valor 4.23 pasa a valer 4.24. Como se puede comprobar las diferencias son muy pequeñas, y se puede aseverar que en ningún caso determinantes



Figuras IV.106 (superior) y IV.107 (inferior). Cantidad de paquetes de energía y proporción de los mismos, respectivamente, presentes en la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994) para cada una de las magnitudes umbrales consideradas. Como el valor mínimo de la magnitud de estos terremotos es 1.2, el número de paquetes de energía correspondiente es igual al de terremotos, 77 en este caso.

como para variar sustancialmente el equilibrio energético existente entre los paquetes. De esto se puede concluir que este método permite un cierto margen de error en el momento de disponer de los datos iniciales en el supuesto de se estuviera produciendo la serie sísmica. Por tanto, aunque no se dispusiera de los datos de algunos terremotos menores, entendiendo como tales aquellos de magnitud pequeña respecto al nivel medio de las magnitudes de los terremotos más importantes de la serie, se puede efectuar un análisis de la evolución energética de la serie sísmica mediante el método de los paquetes de energía, sin que los resultados finales sufran errores de consideración. Evidentemente, sí es preciso disponer de los datos de los terremotos de mayor magnitud que son los que mayoritariamente condicionan este proceso.

En este caso concreto por ejemplo, hubiera sido posible teóricamente, conociendo hasta el terremoto número 9, de magnitud 4.0 ocurrido el jueves 23 de Diciembre de 1993, analizar estos primeros datos y obtener los 2 primeros paquetes de energía que se observan en la figura IV.105. A partir de estos valores y suponiendo que el siguiente grupo tuviera los mismos valores de energía, se podría restar el valor de la energía de los terremotos que fueran sucediendo y calcular la energía que quedara por liberarse en un momento dado, en forma de un terremoto o de varios de menor magnitud. Dada la semejanza de los valores de los paquetes de energía, los resultados obtenidos hubieran sido fiables y bastante precisos.

Las figura IV.106 representa la cantidad de paquetes de energía que se definen en esta serie sísmica para cada magnitud umbral que se pueda considerar. La figura IV.107 muestra los mismos datos pero en forma de proporción, lo que permite comparar comportamientos de diversas series sísmicas. La serie sísmica más cercana que se ha estudiado es la del Mar de Alborán (24 de Junio de 1997 - 12 de Enero de 1998). Comparando los gráficos de los paquetes de energía de ambas series se observa que en la serie del Mar de Alborán hay menor abundancia de paquetes de magnitudes intermedias, la curva desciende más paulatinamente y de manera menos brusca que en la serie de Berja, aparte de las lógicas diferencias entre las magnitudes mínimas y máximas de ambas series. En cambio, hay mayor abundancia de terremotos de magnitudes más elevadas en la serie del Mar de Alborán que en la de Berja, lo que se ve por la mayor igualdad de los valores de abundancia de los últimos paquetes de energía de la serie de Berja.

IV.4.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable

Al representar la energía liberada a lo largo de la serie sísmica, en forma de la suma acumulada de la raíz cuadrada del momento sísmico, se pueden establecer (figura IV.108) unos intervalos delimitados por los saltos energéticos más notables. Todos los datos sobre estos intervalos temporales se encuentran especificados en la tabla IV.18. Analizando ésta, se observa que la energía de los intervalos I_1 e I_3 es semejante entre sí, y de igual forma ocurre entre la de los intervalos I_2 e I_4 .

Como el método de cálculo del tiempo de la próxima liberación importante de energía se basa en el ajuste de unos puntos a una recta, es imprescindible contar al menos con 3 puntos para que el ajuste y el posterior cálculo del tiempo sean mínimamente fiables. Por esta razón se va a suponer que se conocen los primeros 65 datos, hasta T_4 y se calculará T_5 . Para ello se representan los puntos constituidos por las parejas de coordenadas (T_i, T_{i+1}) y se calcula la ecuación de la recta que ofrece un mejor ajuste:

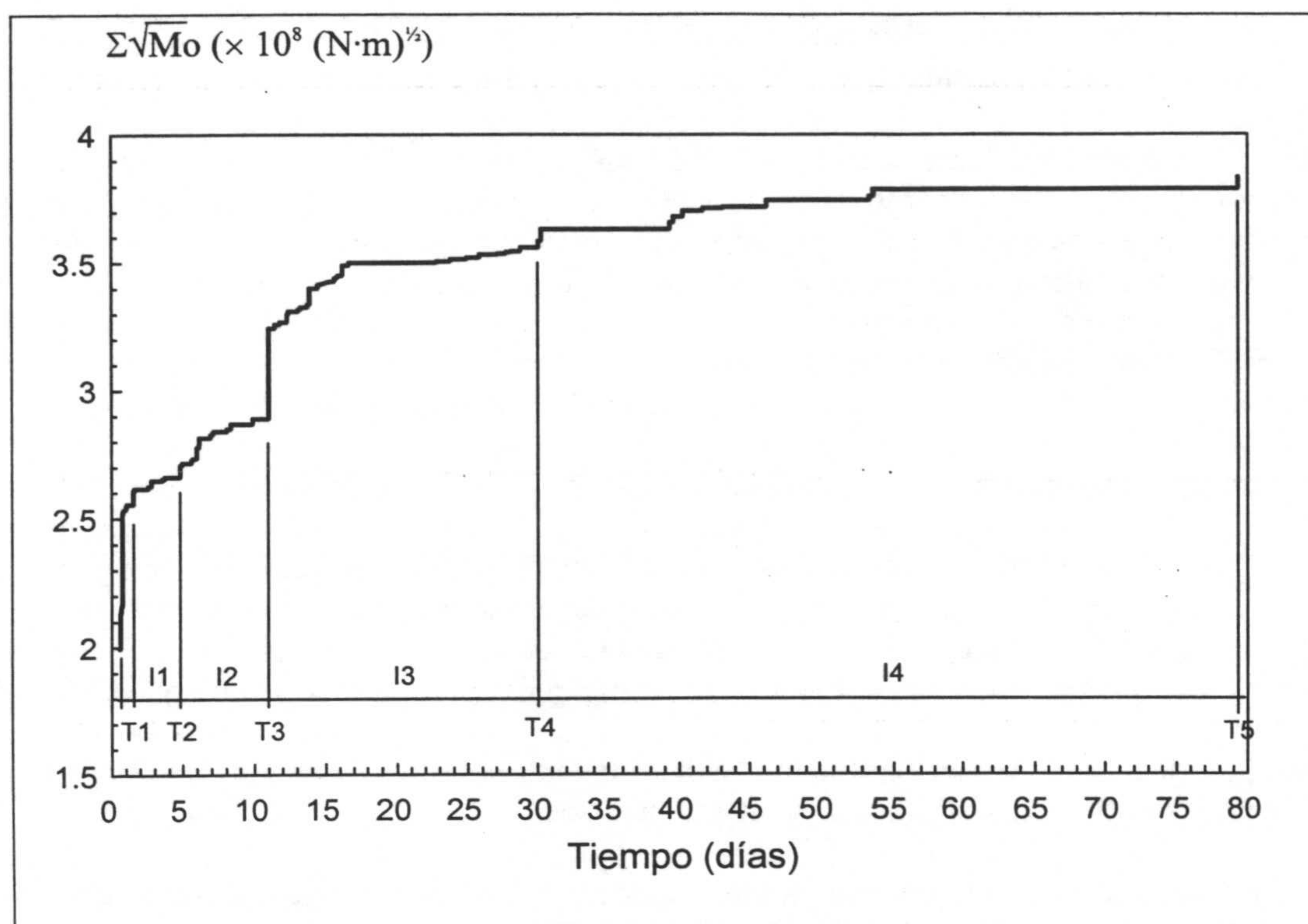


Figura IV.108. Evolución temporal de la liberación de energía en la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994). Se indica la posición de los tiempos T_i que definen los saltos de energía más notables, así como la nomenclatura de los intervalos I_i establecidos. Todos estos datos se detallan en la tabla IV.18.

Tabla IV.18. Datos de los intervalos temporales definidos por los saltos en la relajación de la energía, para la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994).

Nombre	Terremoto n°	Magnitud	Tiempo (días) GMT	Intervalo	Longitud del intervalo (días)	Magnitud equivalente del intervalo	Razón $I_{(i+1)} / I_i$	$T_{final} - T$
T1	15	2.9	1.529					77.784
				I1	3.305	4.03		
T2	21	2.7	4.835				1.878	74.478
				I2	6.207	2.82		
T3	38	4	11.042				3.074	68.271
				I3	19.084	4.01		
T4	65	2.5	30.125				2.578	49.188
				I4	49.188	2.95		
T5	77	2.8	79.313				-	0

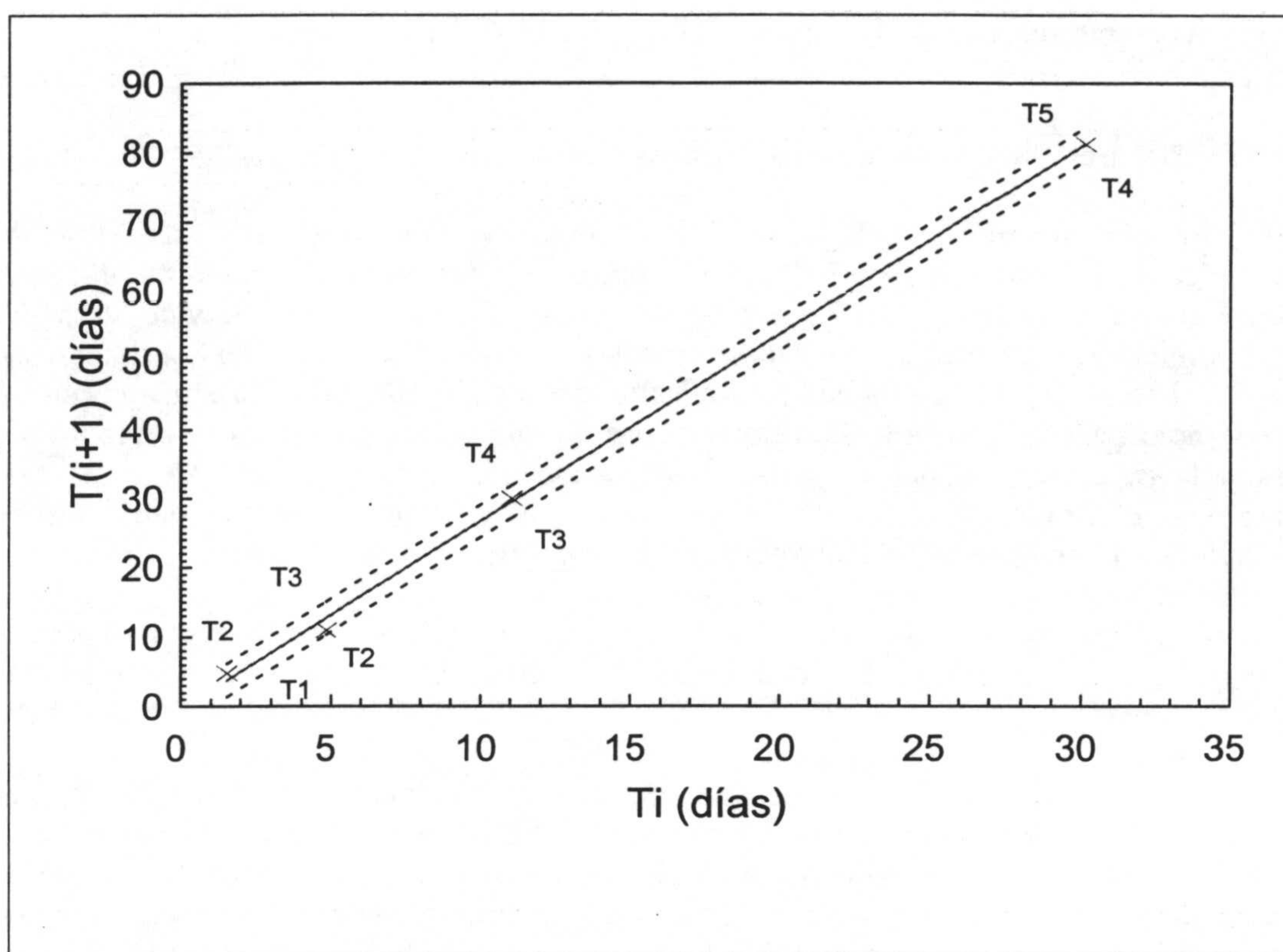


Figura IV.109. Cálculo de T_5 a partir del valor T_4 , utilizando la recta ajustada a los puntos formados por los conjuntos de pares de valores (T_i, T_{i+1}) anteriores a T_5 en la serie sísmica de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994). Todos estos parámetros se encuentran en la tabla IV.18. La ecuación de la recta es $T_{i+1} = [2.712 \pm 0.304] T_i + [-0.402 \pm 2.075]$ y el coeficiente de correlación $r = 0.994$. Los errores son los estimados en el cálculo de la regresión. Se representan como líneas punteadas las rectas de precisión del ajuste, tanto por infraestimación como por sobreestimación, calculadas a partir de los anteriores valores. Una vez que ha sido calculada la recta, se lleva desde el eje horizontal el valor de T_4 hasta que intercepte la recta y a su vez proyectando sobre el eje vertical se obtiene el valor de T_5 .

$$T_{i+1} = [2.712 \pm 0.304] T_i + [-0.402 \pm 2.075] \quad [116]$$

y de la anterior expresión:

$$T_5 = [2.712 \pm 0.304] 30.125 + [-0.402 \pm 2.075] = 81.303 \pm 2.379 \text{ días}$$

El valor de T_5 indica que la fecha de la próxima liberación importante de energía será 81.303 días después del comienzo de la serie (se toma como tiempo inicial las 0 horas del día en que ocurrió el primer terremoto de la serie sísmica), que corresponde a las 7h 16m (hora GMT) del día 14 de Marzo de 1994. El intervalo de confianza calculado indica que la precisión puede variar entre las 22h 10m del día 11 de Marzo de 1994 y las 16h 23m del día 16 de Marzo de 1994. Si se comparan estos valores con el tiempo de ocurrencia del terremoto número 77 (tabla IV.18), igual a 79.313, 7h 31m del día 12 de Marzo de 1994, se comprueba que se encuentra dentro del intervalo definido y con una diferencia respecto al valor calculado de 1 día 23h y 45m de adelanto. Este cálculo se podía haber realizado con algo más de 49 días de adelanto respecto a la ocurrencia del último terremoto conocido hasta ese momento (tabla IV.18).

IV.5. La serie sísmica de Landers, California, 1992

IV.5.1. Descripción de la serie sísmica

Esta serie sísmica tuvo lugar entre los estados de Nevada y California, U. S. A. entre Junio y Septiembre de 1992. Se compone (Anderson *et al.*, 1994) de un fuerte terremoto de magnitud $M_w = 7.3$ que ocurrió el día 28 de Junio de 1992 y de otros 227 terremotos que le sucedieron en los siguientes 83 días hasta el mes de Septiembre de 1992. Este aumento de la sismicidad fue desencadenada previsiblemente por el terremoto principal, debido a la transmisión de una gran onda de largo período que radiada en un área donde el esfuerzo se ha ido acumulando lentamente hasta casi alcanzar el límite en el que las fallas se hacen inestables, provocó que éstas se movieran según apuntan Anderson *et al.* (1994).

Esta serie sísmica ha sido estudiada en profundidad en diversos aspectos, destacando los estudios de probabilidad de ocurrencia realizados a posteriori por Jones (1994).

La localización epicentral de los terremotos, clasificados también según sus magnitudes se representa en la figura IV.110. Se observa que las magnitudes van progresivamente aumentando hacia el SE. En la tabla IV.24 se ofrecen los datos de los 228 terremotos de esta serie, de los cuales se representa la evolución secuencial de las magnitudes en la figura IV.111. Las figuras IV.112 y IV.113 muestran la

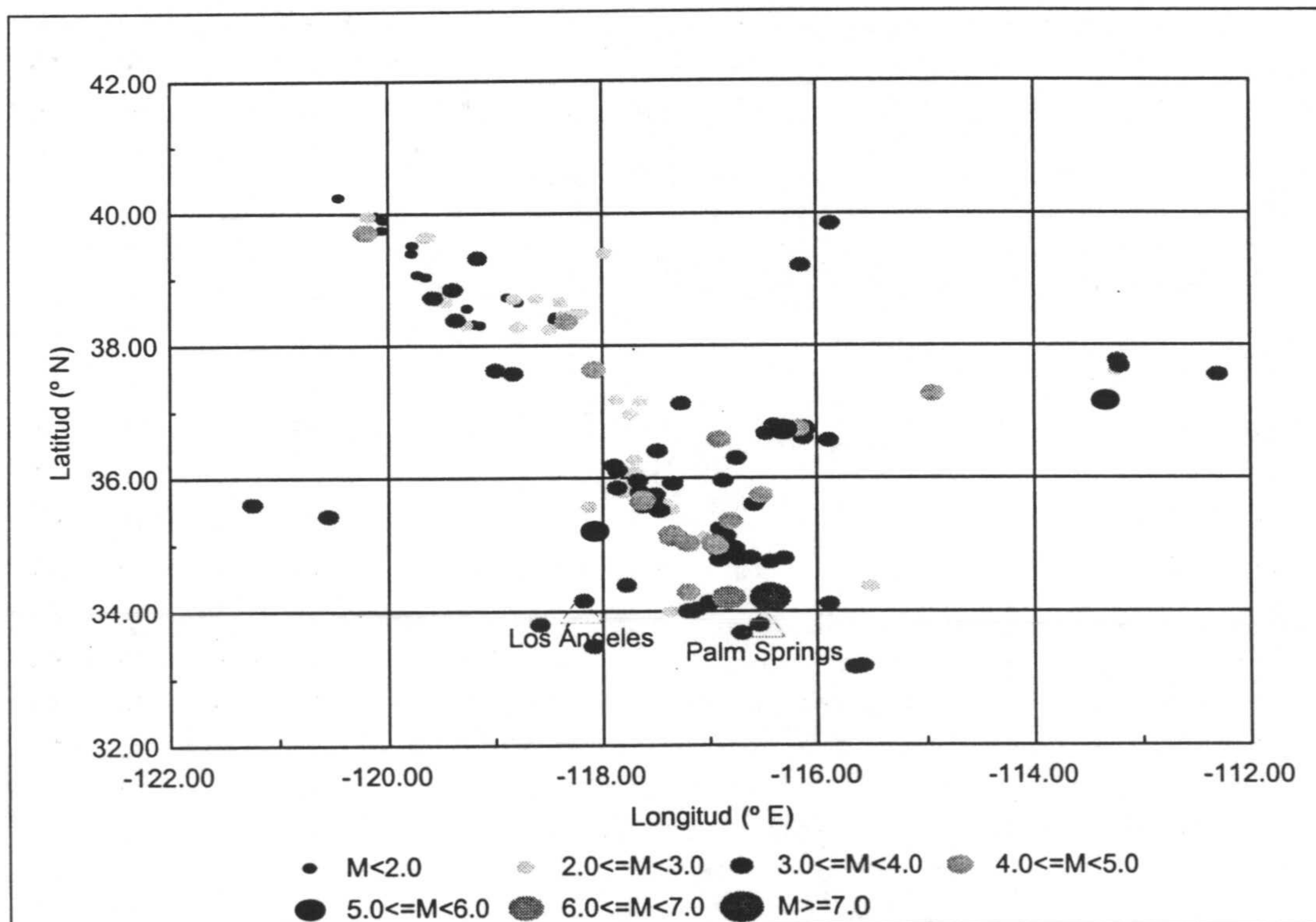


Figura IV.110. Mapa de localización de los epicentros de los terremotos de la serie sísmica de Landers, California, U.S.A. (Junio - Septiembre de 1992) y organizados según su magnitud. Se representan también las situaciones de las ciudades de Los Ángeles y Palm Springs. Justo al norte de esta última ciudad se localizó el terremoto principal de $M_w = 7.3$. Aunque no se representa explícitamente, al norte de ambas poblaciones discurren sendos fragmentos de la falla de San Andrés, de orientación NW-SE.

Tabla IV.24. Datos de los terremotos de la serie de Landers, California (1992)

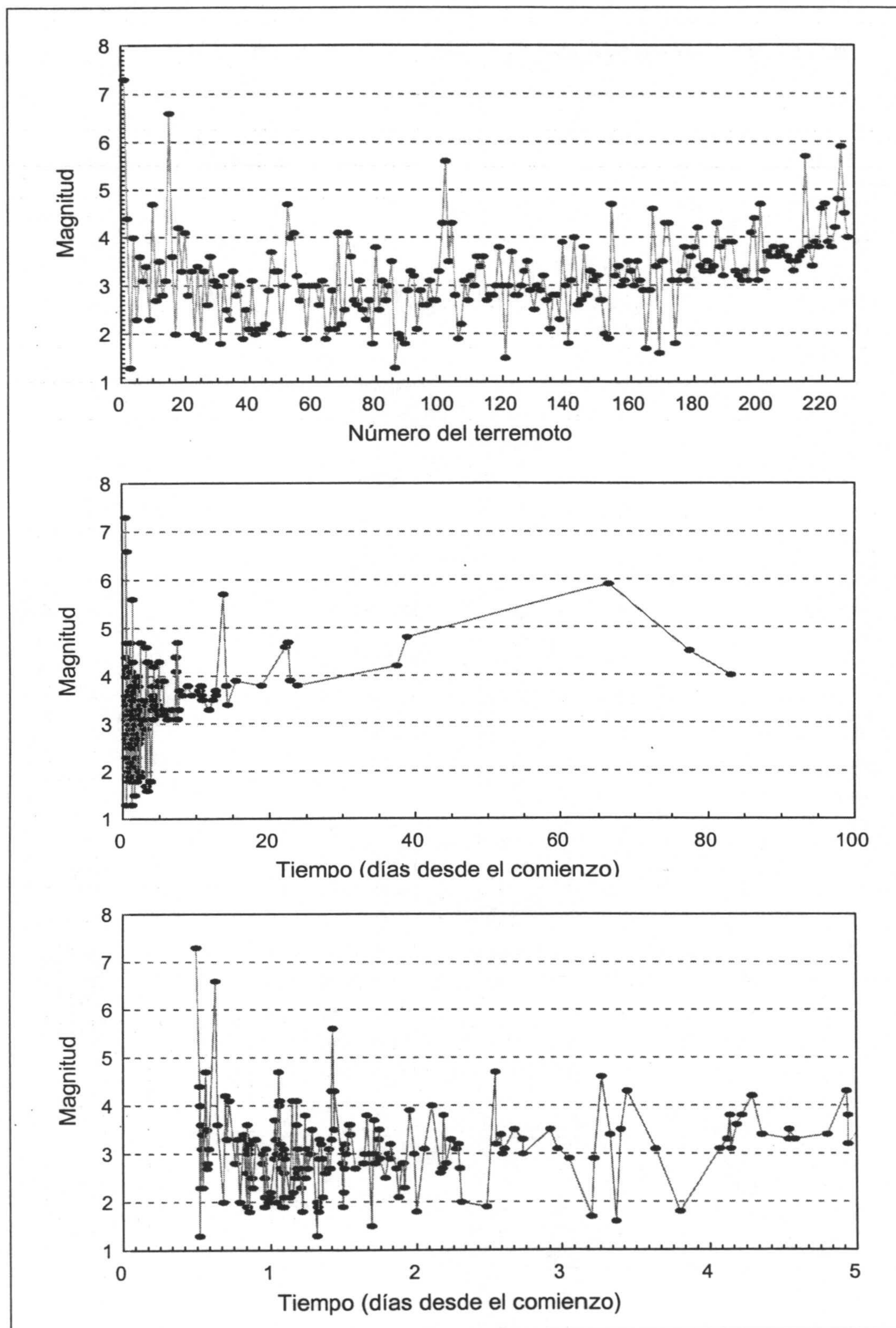
Nº	Año	Mes	Día	Hora	Min.	Mag.	Nº	Año	Mes	Día	Hora	Min.	Mag.
1	92	6	28	11	57	7.3	41	92	6	28	23	13	3.1
2	92	6	28	12	26	4.4	42	92	6	28	23	37	2
3	92	6	28	12	26	1.3	43	92	6	28	23	49	2.1
4	92	6	28	12	33	4	44	92	6	28	23	53	2.1
5	92	6	28	12	38	2.3	45	92	6	28	23	58	2.2
6	92	6	28	12	47	3.6	46	92	6	29	0	36	2.9
7	92	6	28	12	49	3.1	47	92	6	29	0	40	3.7
8	92	6	28	12	52	3.4	48	92	6	29	0	48	3.3
9	92	6	28	12	59	2.3	49	92	6	29	0	55	3.3
10	92	6	28	13	28	4.7	50	92	6	29	0	58	2
11	92	6	28	13	36	2.7	51	92	6	29	1	0	3
12	92	6	28	13	36	3.5	52	92	6	29	1	18	4.7
13	92	6	28	13	44	2.8	53	92	6	29	1	23	4
14	92	6	28	13	57	3.1	54	92	6	29	1	26	4.1
15	92	6	28	15	5	6.6	55	92	6	29	1	35	3.2
16	92	6	28	15	23	3.6	56	92	6	29	1	37	2.7
17	92	6	28	16	18	2	57	92	6	29	1	46	3
18	92	6	28	16	41	4.2	58	92	6	29	1	48	1.9
19	92	6	28	16	57	3.3	59	92	6	29	1	54	3
20	92	6	28	17	16	4.1	60	92	6	29	1	55	3
21	92	6	28	18	12	2.8	61	92	6	29	2	0	3
22	92	6	28	18	36	3.3	62	92	6	29	2	7	2.6
23	92	6	28	18	58	2	63	92	6	29	2	9	3.1
24	92	6	28	19	36	3.4	64	92	6	29	2	9	1.9
25	92	6	28	20	9	1.9	65	92	6	29	2	9	2.1
26	92	6	28	20	10	3.3	66	92	6	29	2	16	2.9
27	92	6	28	20	10	2.6	67	92	6	29	3	5	2.1
28	92	6	28	20	14	3.6	68	92	6	29	3	36	4.1
29	92	6	28	20	16	3.1	69	92	6	29	3	40	2.2
30	92	6	28	20	18	3	70	92	6	29	3	58	2.5
31	92	6	28	20	29	1.8	71	92	6	29	4	16	4.1
32	92	6	28	20	34	3.2	72	92	6	29	4	16	3.6
33	92	6	28	20	57	2.5	73	92	6	29	4	21	2.7
34	92	6	28	21	5	2.3	74	92	6	29	4	24	2.6
35	92	6	28	21	30	3.3	75	92	6	29	4	30	3.1
36	92	6	28	22	35	2.8	76	92	6	29	4	50	2.5
37	92	6	28	22	42	3	77	92	6	29	4	56	2.3
38	92	6	28	22	57	1.9	78	92	6	29	4	59	2.7
39	92	6	28	23	1	2.5	79	92	6	29	5	7	1.8
40	92	6	28	23	4	2.1	80	92	6	29	5	37	3.8

Tabla IV.24 (Continuación). Datos de los terremotos de la serie de Landers, California (1992)

Nº	Año	Mes	Día	Hora	Min.	Mag.	Nº	Año	Mes	Día	Hora	Min.	Mag.
81	92	6	29	5	39	2.5	121	92	6	29	16	38	1.5
82	92	6	29	5	55	3.1	122	92	6	29	16	49	3
83	92	6	29	6	2	2.7	123	92	6	29	17	1	3.7
84	92	6	29	6	25	3	124	92	6	29	17	4	2.8
85	92	6	29	6	44	3.5	125	92	6	29	17	14	2.8
86	92	6	29	7	30	1.3	126	92	6	29	17	15	3
87	92	6	29	7	34	2	127	92	6	29	17	40	3.3
88	92	6	29	7	43	1.9	128	92	6	29	17	52	3.5
89	92	6	29	7	48	1.8	129	92	6	29	17	53	2.9
90	92	6	29	7	50	2.9	130	92	6	29	18	51	2.5
91	92	6	29	7	58	3.3	131	92	6	29	19	25	3
92	92	6	29	8	15	3.2	132	92	6	29	19	40	2.9
93	92	6	29	8	27	2.1	133	92	6	29	19	46	3.2
94	92	6	29	8	28	2.9	134	92	6	29	20	41	2.7
95	92	6	29	8	50	2.6	135	92	6	29	21	4	2.1
96	92	6	29	9	4	2.6	136	92	6	29	21	37	2.8
97	92	6	29	9	29	3.1	137	92	6	29	21	52	2.8
98	92	6	29	9	32	2.7	138	92	6	29	22	2	2.3
99	92	6	29	9	48	2.7	139	92	6	29	22	52	3.9
100	92	6	29	10	0	3.3	140	92	6	29	23	38	3
101	92	6	29	10	2	4.3	141	92	6	29	23	57	1.8
102	92	6	29	10	14	5.6	142	92	6	30	1	19	3.1
103	92	6	29	10	26	3.5	143	92	6	30	2	32	4
104	92	6	29	10	31	4.3	144	92	6	30	3	56	2.6
105	92	6	29	11	50	2.8	145	92	6	30	4	11	2.7
106	92	6	29	11	53	1.9	146	92	6	30	4	28	3.8
107	92	6	29	12	4	2.2	147	92	6	30	4	53	2.8
108	92	6	29	12	10	3.1	148	92	6	30	5	39	3.3
109	92	6	29	12	14	2.7	149	92	6	30	6	27	3.1
110	92	6	29	12	16	3.2	150	92	6	30	6	49	3.2
111	92	6	29	12	24	3	151	92	6	30	7	5	2.7
112	92	6	29	13	1	3.6	152	92	6	30	7	23	2
113	92	6	29	13	4	3.4	153	92	6	30	11	31	1.9
114	92	6	29	13	11	3.6	154	92	6	30	13	5	4.7
115	92	6	29	13	59	2.7	155	92	6	30	13	8	3.2
116	92	6	29	15	17	2.8	156	92	6	30	13	57	3.4
117	92	6	29	15	22	2.8	157	92	6	30	14	10	3
118	92	6	29	15	31	3	158	92	6	30	14	33	3.1
119	92	6	29	15	52	3.8	159	92	6	30	16	6	3.5
120	92	6	29	16	8	3	160	92	6	30	17	31	3.3

Tabla IV.24 (Continuación). Datos de los terremotos de la serie de Landers, California (1992)

Nº	Año	Mes	Día	Hora	Min.	Mag.	Nº	Año	Mes	Día	Hora	Min.	Mag.
161	92	6	30	17	35	3	201	92	7	5	10	55	4.7
162	92	6	30	22	9	3.5	202	92	7	5	15	47	3.3
163	92	6	30	23	21	3.1	203	92	7	5	18	17	3.7
164	92	7	1	1	14	2.9	204	92	7	6	4	48	3.6
165	92	7	1	4	36	1.7	205	92	7	6	21	46	3.8
166	92	7	1	5	1	2.9	206	92	7	7	11	43	3.6
167	92	7	1	6	16	4.6	207	92	7	8	11	38	3.7
168	92	7	1	7	36	3.4	208	92	7	8	16	49	3.8
169	92	7	1	8	37	1.6	209	92	7	8	17	47	3.6
170	92	7	1	9	28	3.5	210	92	7	8	23	0	3.5
171	92	7	1	10	29	4.3	211	92	7	9	19	14	3.3
172	92	7	1	10	32	4.3	212	92	7	10	6	1	3.5
173	92	7	1	15	8	3.1	213	92	7	10	16	14	3.6
174	92	7	1	19	8	1.8	214	92	7	10	16	15	3.7
175	92	7	2	1	40	3.1	215	92	7	11	18	14	5.7
176	92	7	2	2	56	3.3	216	92	7	12	3	46	3.8
177	92	7	2	3	21	3.8	217	92	7	12	7	0	3.4
178	92	7	2	3	31	3.1	218	92	7	13	10	9	3.9
179	92	7	2	4	26	3.6	219	92	7	16	21	58	3.8
180	92	7	2	5	20	3.8	220	92	7	20	4	48	4.6
181	92	7	2	7	1	4.2	221	92	7	20	13	13	4.7
182	92	7	2	8	31	3.4	222	92	7	20	20	9	3.9
183	92	7	2	13	0	3.3	223	92	7	21	20	57	3.8
184	92	7	2	13	1	3.5	224	92	8	4	13	37	4.2
185	92	7	2	13	59	3.3	225	92	8	5	22	22	4.8
186	92	7	2	19	13	3.4	226	92	9	2	10	26	5.9
187	92	7	2	22	25	4.3	227	92	9	13	11	45	4.5
188	92	7	2	22	37	3.8	228	92	9	19	3	17	4
189	92	7	2	22	41	3.2	-	-	-	-	-	-	-
190	92	7	3	2	40	3.9							
191	92	7	3	9	49	3.9							
192	92	7	3	13	22	3.9							
193	92	7	3	14	23	3.3							
194	92	7	3	14	30	3.2							
195	92	7	4	2	55	3.1							
196	92	7	4	16	29	3.3							
197	92	7	5	4	18	3.1							
198	92	7	5	6	16	4.1							
199	92	7	5	6	54	4.4							
200	92	7	5	10	23	3.1							



Figuras IV.111 (superior), IV.112 (media) y IV.113 (inferior). Evolución secuencial (IV.111) y temporal (IV.112 y IV.113) de los terremotos de la serie sísmica de Landers, California, U.S.A. (Junio - Septiembre de 1992). En la figura IV.112 se representa toda la serie. La figura inferior es una ampliación de los primeros 5 días entre los cuales ocurrieron 189 terremotos (el 83% del total). Se deduce claramente que la frecuencia con la que ocurren los terremotos disminuye a medida que transcurre el tiempo.

Tabla IV.25. Estadísticos básicos calculados para la magnitud de los 228 terremotos de la serie sísmica de Landers, California (1992).

N	min	Q_1	M	m	Q_3	max	σ^2	σ	CV	M_3	CA	M_4	CC	Mo	R	RI
228	1.3	2.7	3.1	3.2	3.6	7.3	0.74	0.86	27	0.56	0.87	3.2	5.76	3.1	6	0.9

N : Número de datos	max : Valor máximo	M_4 : Momento central de 4º orden
min : Valor mínimo	σ^2 : Varianza	CC : Coeficiente de curtosis
Q_1 : Cuartil inferior	σ : Desviación típica	Mo : Moda
M : Mediana	CV : Coeficiente de variación (%)	R : Recorrido o rango
m : Media	M_3 : Momento central de 3º orden	RI : Rango intercuartílico
Q_3 : Cuartil superior	CA : Coeficiente de asimetría	

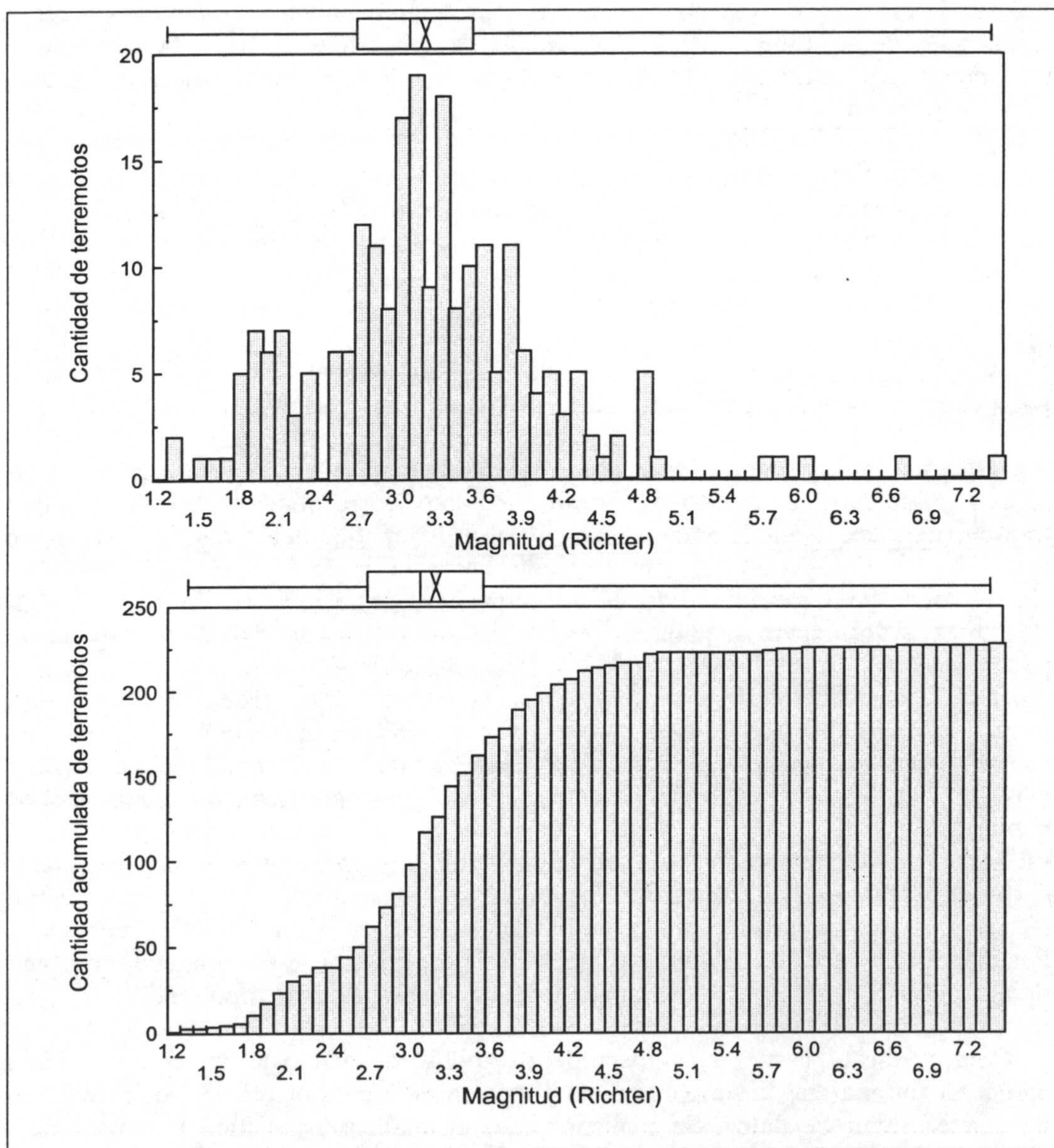


Figura IV.114. Histograma (arriba) e histograma acumulado (abajo) de las magnitudes de los 228 terremotos de la serie sísmica de Landers, California (1992). En la parte superior de cada histograma se acompaña un gráfico de caja (box-plot, en inglés) que indica la posición de los valores estadísticos básicos: Mínimo, cuartil inferior, mediana, media, cuartil superior y máximo.

evolución temporal. En la primera de ellas se muestran la totalidad de los terremotos de la serie, observándose que la mayor parte (83%) ocurrieron en los primeros 5 días de la serie de los cuales se muestra una visión más nítida en la figura IV.113. No se observan grupos separados por espacios de tiempo relativamente largos, sino que los dos primeros días la frecuencia de la ocurrencia de terremotos es muy elevada y a medida que transcurre el tiempo descende la misma.

En la tabla IV.25 aparecen los datos estadísticos básicos de las magnitudes de la totalidad de estos terremotos y en la figura IV.114 el histograma y el histograma acumulado. Analizando los datos de la tabla y los histogramas se deduce que se trata de una distribución que presenta un apuntamiento relativamente elevado respecto al valor de una distribución normal (el coeficiente de curtosis es igual a 5.76, mayor de 3), es leptocúrtica. Tiene un sesgo muy ligero ($CA = 0.87$) a la derecha que nos indica que esta distribución se puede considerar prácticamente simétrica (véase el histograma de la figura IV.114). A modo de curiosidad destaca la ausencia de terremotos de magnitudes 2.4 y 4.7, cuando están representadas todas las magnitudes situadas entre estas.

A continuación se supondrá que se conocen los terremotos ocurridos hasta cierto momento, pero no los posteriores, y con ellos se realizarán los cálculos de lo que pasaría más probablemente después. Este proceso se repetirá varias veces hasta completar la serie sísmica.

IV.5.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable

El estudio de esta serie sísmica se enfocó de manera un poco diferente a la que se ha seguido con los otros casos. Como estos datos corresponden a una serie sísmica transcurrida hace algunos años e incluso de un lugar totalmente distinto a la mayor parte de los datos que se han utilizado hasta el momento, se optó por hacer simulaciones de las probabilidades de ocurrencia de terremotos de una magnitud determinada de manera sistemática, es decir, cada cierta cantidad de terremotos. Se puede observar en las figuras IV.111 y IV.112 que durante esta serie sísmica hubo una gran concentración de terremotos en los primeros 3 días desde el comienzo de la serie sísmica (ocurrieron 174 terremotos, más del 76% de la totalidad), espaciándose paulatinamente la aparición de los terremotos restantes a lo largo del tiempo (hasta 83 días después del comienzo de la serie). Esta abundancia pone de manifiesto que hubiera sido difícil obtener y analizar de forma rápida y eficaz todos estos datos. Y esto sin contar el tiempo que también se consume al momento de efectuar los cálculos pertinentes. Por estas razones, los resultados que a continuación se presentan muy difícilmente se hubieran podido calcular en tiempo real durante los primeros días. Posteriormente y debido a que la ocurrencia de terremotos se fue dilatando más en el tiempo sí hubiera sido posible efectuar estas simulaciones en tiempo real.

Como en este caso ya se disponía de todos los datos de la serie sísmica se comenzó por analizar la serie completa y a partir de ese momento se fue prescindiendo de una cantidad de datos. Se realizan tanto el análisis estadístico básico como el análisis variográfico a los que siguen los cálculos de las simulaciones y posteriormente se comparan los resultados obtenidos con los datos reales. Este proceso se repite hasta que llega un momento, tal como se verá unas líneas abajo, en el que al variograma experimental obtenido no se le puede ajustar fácilmente una función variograma teórica bien porque la cantidad de datos disponibles es menor que

el alcance del propio variograma, bien porque el propio variograma experimental tiene una forma que no se identifica claramente con la de un variograma teórico o pueden ajustarse en un primer vistazo varios tipos de funciones variogramas. Al carecer de un variograma teórico no es posible realizar las simulaciones, que se basan precisamente en esta función. Por tanto, cuando se llegue a esta situación se estará en el momento límite a partir del cual no se pueden aplicar estos cálculos.

A continuación se presentan (tabla IV.26) los resultados del análisis variográfico llevado a cabo, indicándose la cantidad de datos que comprende cada caso, la cantidad de parejas de datos que definen cada variograma experimental, el incremento del paso h con el que se ha calculado el variograma, el valor de la varianza de los datos que intervienen para calcular el variograma experimental y la función variograma teórica que mejor se ajusta al mismo. En todos los casos, el variograma teórico que mejor se ajusta al variograma relativo coincide también con el tipo ajustado al variograma experimental mostrado. Se deduce con claridad que a medida que aumenta la cantidad de datos, disminuye la varianza de los mismos y por otro lado, el alcance del variograma teórico ajustado tiende en general a disminuir. En los casos 17 al 20 se han calculado los variogramas para 180 datos, prescindiendo de los primeros 10, 20, 30 y 40 datos, respectivamente. En el caso 21 se consideran 178 datos, desde el 50 al final (228). Esto se ha hecho así porque superando esta cantidad de datos se establecían un número de parejas superior al que puede manejar el programa de cálculo Geo-EAS (Englund y Sparks, 1991). Debido a que se prescindió de los primeros datos, se rompe la tendencia que seguían los parámetros de ajuste del variograma teórico, ya que tanto la varianza (valor de la meseta del variograma) como el alcance vuelven a aumentar paulatinamente.

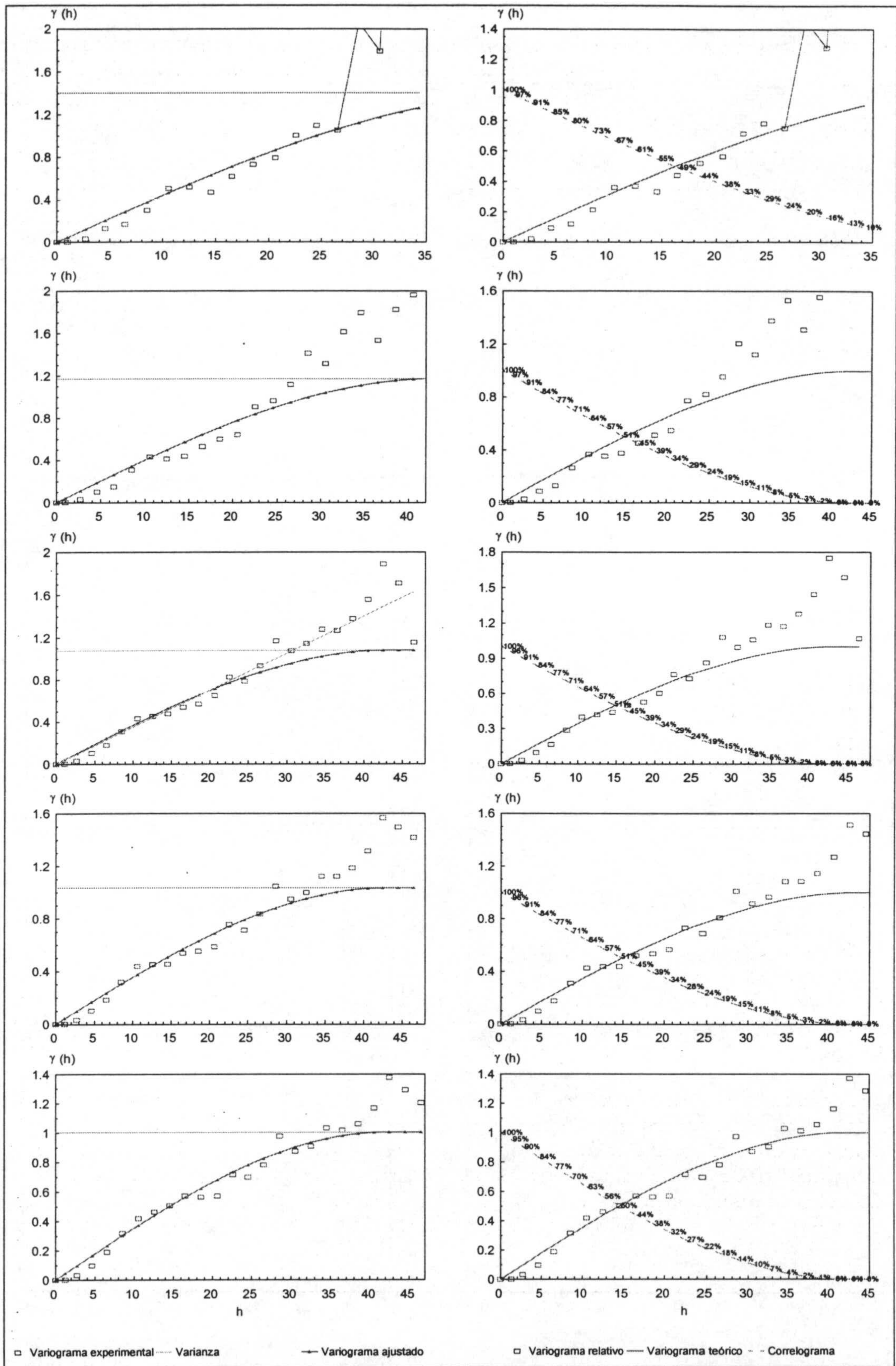
Para que se pueda observar bien esta evolución, se adjuntan las figuras (figuras IV.115 a IV.156) de todos los variogramas experimentales y los respectivos variogramas teóricos ajustados calculados para cada caso, siguiendo el mismo esquema de la tabla IV.26. Este ejemplo es ilustrativo también de lo que ocurre al realizar el análisis variográfico para las otras series sísmicas estudiadas, de las cuales no se incluyen todos sus gráficos para no alargar innecesariamente esta Memoria.

La figura IV.115 muestra los variogramas experimental y teórico y la figura IV.116 muestra el variograma relativo y el correlograma calculados para los 35 primeros datos de la serie sísmica. Como se puede apreciar, los variogramas experimentales apenas indican el principio de los variogramas teóricos ajustados, cuyo alcance es mayor que la cantidad de datos disponibles (el paso h indica en este caso cantidad de terremotos). Estos variogramas teóricos se han ajustado siguiendo el mismo esquema que presentan los casos con más datos, pero en una situación a tiempo real suponiendo que no se conocieran aún los datos posteriores, sería prácticamente imposible deducir estos variogramas teóricos. Incluso, al ver sólo los variogramas experimentales podría plantearse que el tipo de variograma que mejor se ajustara fuera de tipo ph^2 , por ejemplo. Como se puede comprobar sólo la experiencia previa adquirida al haber estudiado otras series sísmicas, puede dar una orientación de que estos variogramas evolucionarán hacia un variograma con meseta al ir incorporando más datos. Por lo tanto, suponiendo que sólo se dispusiera de estos primeros 35 datos, no sería posible ajustar de manera fiable ningún variograma teórico y en consecuencia no se podría realizar el cálculo de probabilidades de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas mediante la Simulación Condicional Geoestadística. Los trazos que aparecen en los puntos finales de los variogramas experimentales señalan que el punto siguiente se encuentra fuera de la escala mostrada, pero se ha preferido usar ésta para que el gráfico sea más claro.

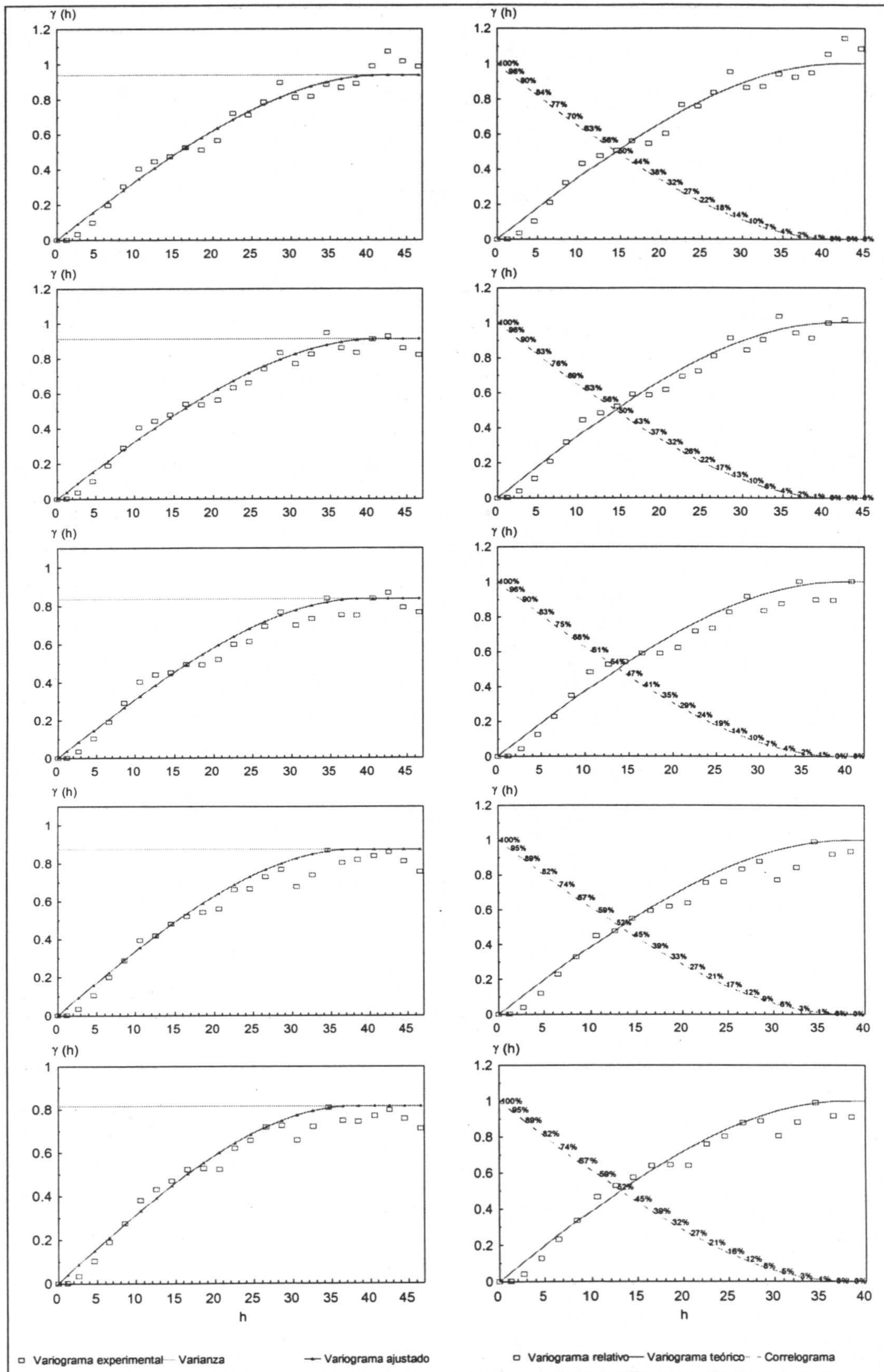
Tabla IV.26. Resultados del análisis variográfico para la serie sísmica de Landers, California (1992).

Caso	Del terremoto - al terremoto	Nº de datos	Nº de parejas	Incremento del paso h	Varianza	Variograma teórico ajustado
1	1- 35	35	413	2	1.403	1.403 Esf (47) *
2	1- 50	50	986	2	1.173	1.173 Esf (43) *
3	1- 60	60	1,406	2	1.079	1.079 Esf (43) *
4	1- 65	65	1,619	2	1.035	1.035 Esf (43)
5	1- 70	70	1,840	2	1.005	1.005 Esf (42)
6	1- 80	80	2,267	2	0.939	0.939 Esf (42)
7	1- 90	90	2,698	2	0.913	0.913 Esf (41.5)
8	1- 100	100	3,144	2	0.836	0.836 Esf (39.5)
9	1- 110	110	3,546	2	0.875	0.875 Esf (38.1)
10	1- 120	120	3,979	2	0.817	0.817 Esf (37.9)
11	1- 130	130	4,414	2	0.78	0.780 Esf (37.8)
12	1- 140	140	4,861	2	0.741	0.741 Esf (37.7)
13	1- 150	150	5,301	2	0.715	0.715 Esf (37.5)
14	1- 160	160	5,723	2	0.706	0.706 Esf (36.7)
15	1- 170	170	8,801	3	0.705	0.705 Esf (36.5)
16	1- 180	180	9,466	3	0.702	0.702 Esf (36.0)
17	10- 190	180	9,580	3	0.585	0.585 Esf (29.0)
18	20- 200	180	9,625	3	0.507	0.507 Esf (25.5)
19	30- 210	180	9,643	3	0.516	0.516 Esf (28.0)
20	40- 220	180	9,648	3	0.555	0.555 Esf (33.0)
21	50- 228	178	11,814	4	0.62	0.620 Esf (35.0)

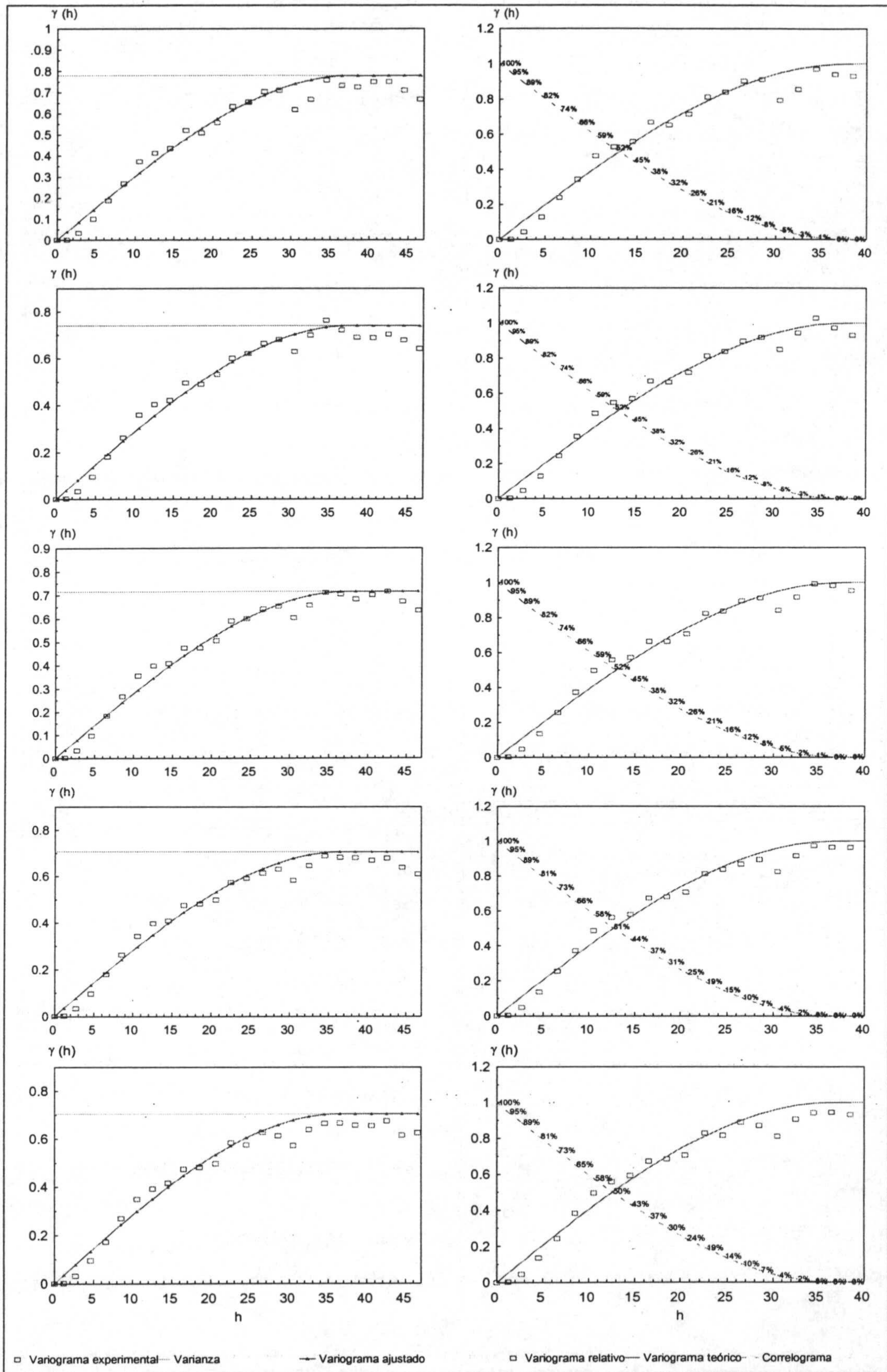
* En estos casos es difícil encontrar una función variograma teórica que se ajuste al variograma experimental calculado, ya sea porque el alcance del variograma teórico es mayor que la cantidad de datos disponibles (caso 1), o bien porque la forma del variograma experimental no se identifica claramente con la de un variograma teórico (casos 1, 2 y 3). De hecho no es fácil deducir el tipo de variograma que se ajuste mejor a estos experimentales porque podrían ajustarse varios tipos. Las funciones que aquí se indican se han calculado siguiendo el esquema que muestran los casos posteriores con más datos. En una situación a tiempo real, hubiera sido prácticamente imposible determinar estas funciones, a consecuencia de lo cual se puede asegurar que en la serie sísmica de Landers, California (1992) la cantidad mínima de datos que permiten calcular la Simulación Condicional Geoestadística se estima en 65. Es decir a partir de 1.09 días, que es el tiempo del terremoto nº 65 desde que comenzara la serie, hubiera sido posible realizar estos cálculos.



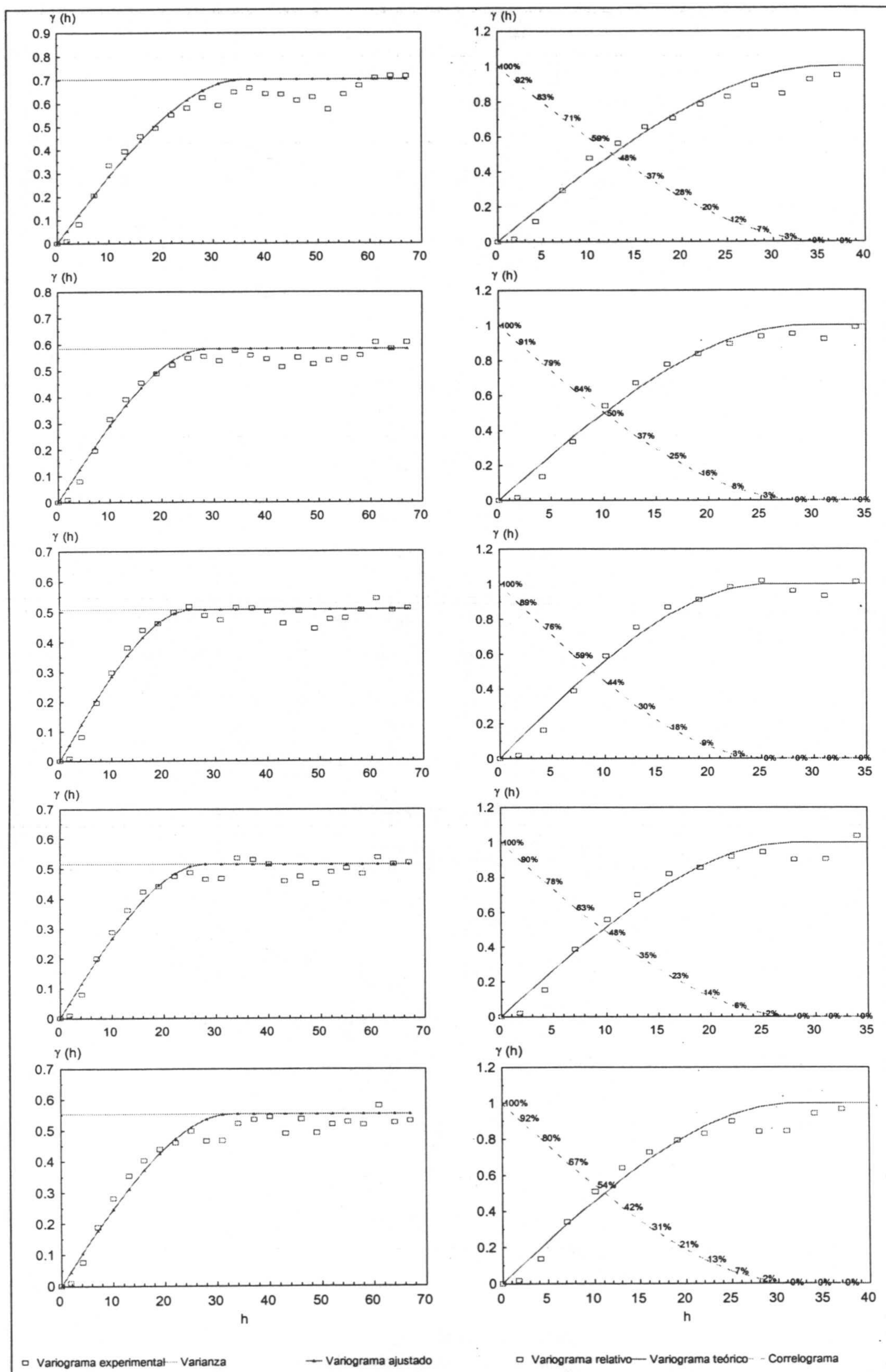
Figuras IV.115 a IV.124 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Variogramas experimentales y teóricos ajustados (izquierda) y variogramas relativos y correlogramas (derecha) para los casos 1 a 5 de la tabla IV.26. En los primeros gráficos las líneas entre puntos del variograma experimental indican la existencia de puntos fuera de la escala usada.



Figuras IV.125 a IV.134 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Variogramas experimentales y teóricos ajustados (izquierda) y variogramas relativos y correlogramas (derecha) para los casos 6 a 10 de la tabla IV.26.



Figuras IV.135 a IV.144 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Variogramas experimentales y teóricos ajustados (izquierda) y variogramas relativos y correlogramas (derecha) para los casos 11 a 15 de la tabla IV.26.



Figuras IV.145 a IV.154 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Variogramas experimentales y teóricos ajustados (izquierda) y variogramas relativos y correlogramas (derecha) para los casos 16 a 20 de la tabla IV.26.

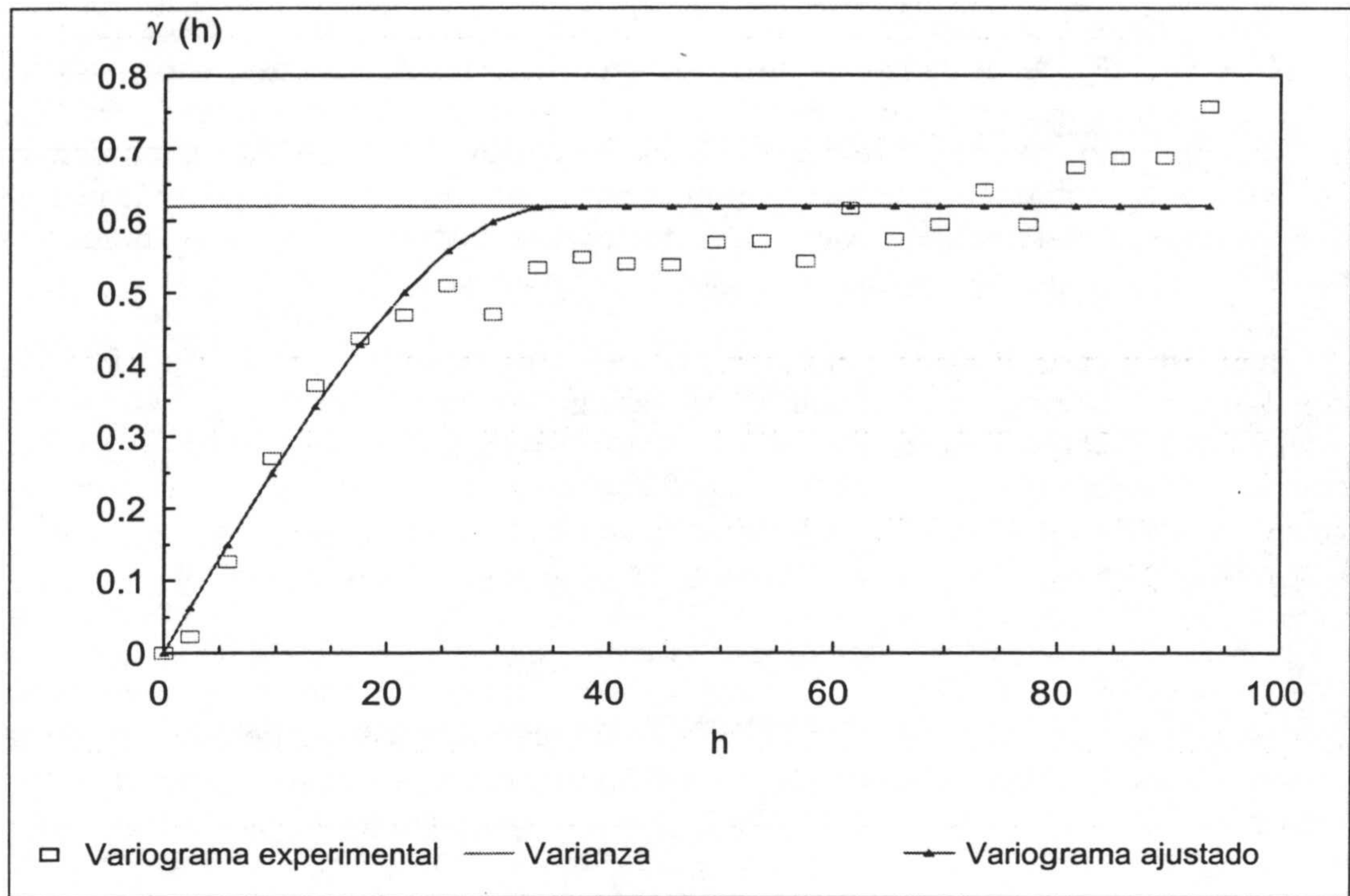


Figura IV.155. Variograma experimental y teórico ajustado para el caso n° 21 de la tabla IV.26 (228 datos) de la serie sísmica de Landers, California (1992).

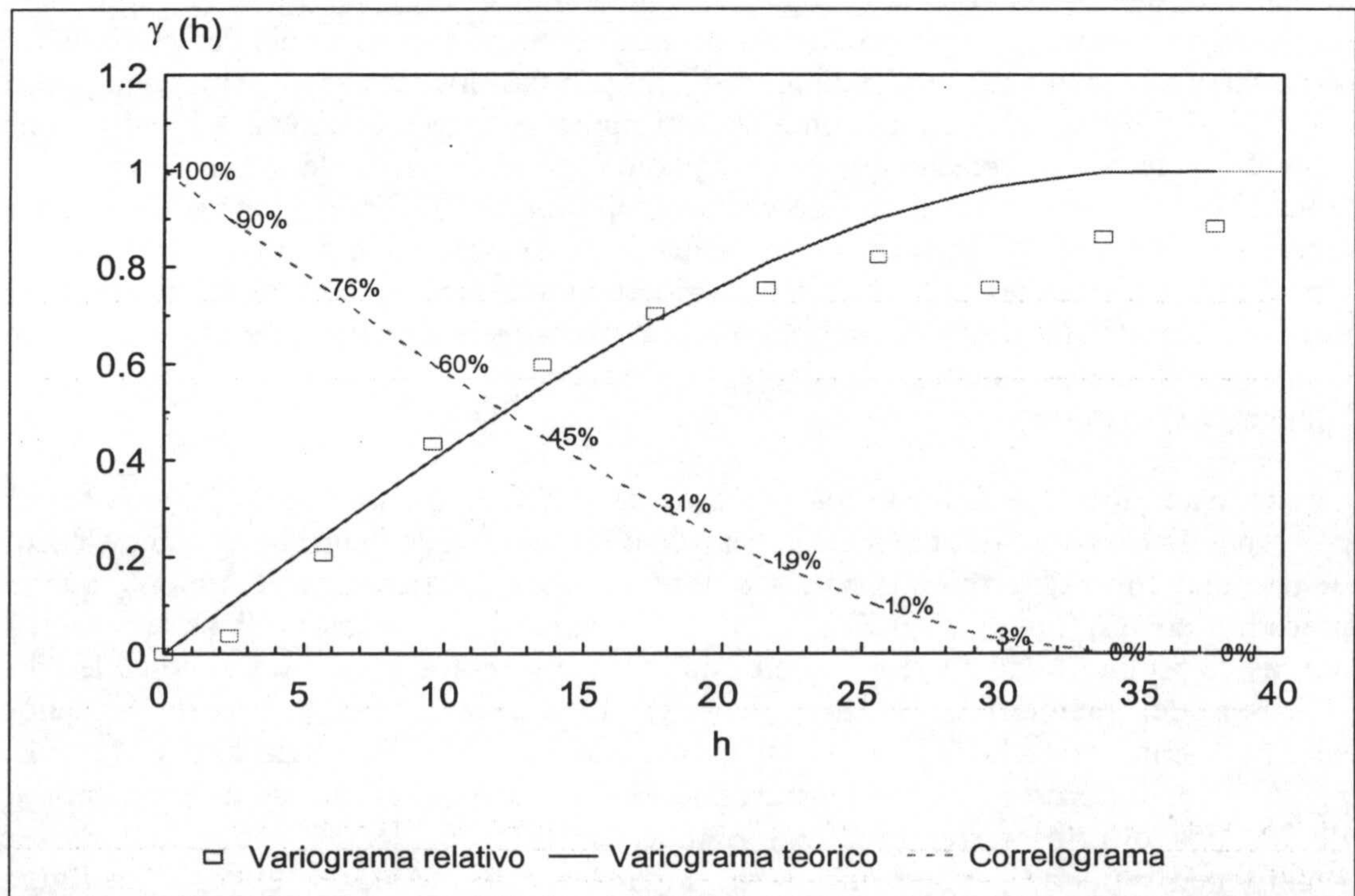


Figura IV.156. Variograma relativo y correlograma para el caso n° 21 de la tabla IV.26 (228 datos) de la serie sísmica de Landers, California (1992).

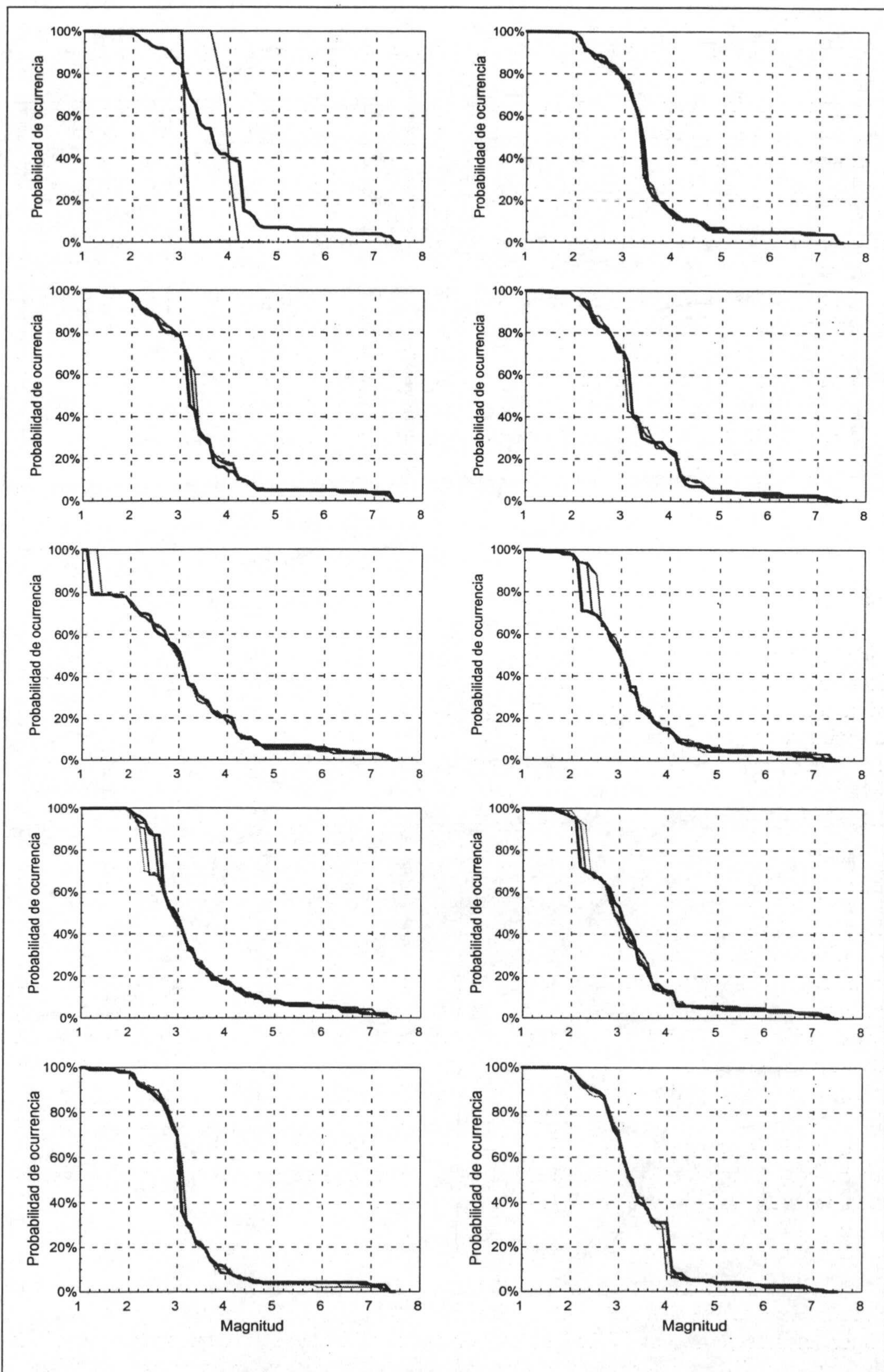
Estos mismos razonamientos se pueden aplicar al caso 2, con 50 datos (figuras IV.117 y IV.118). Aquí ya hay cantidad suficiente de datos como para sobrepasar el valor del alcance del variograma teórico ajustado, pero éste se ha obtenido en realidad por comparación con los casos en los que hay más datos. Debido a ello, muy difícilmente se hubiera podido obtener en tiempo real e incluso, al haber más puntos que sobrepasan claramente el valor de la meseta, se podría pensar con más motivo que el mejor variograma que se podría ajustar fuera de algún tipo sin meseta.

En el tercer caso, considerando los 60 primeros datos, se muestran (figura IV.119) dos funciones variogramas ajustadas al variograma experimental. El variograma esférico que es el que define esta serie, aunque como en los dos casos considerados ya anteriormente difícilmente se podría haber llegado a ajustar este tipo de variograma conociendo sólo estos datos, y un variograma de tipo lineal con parámetro $p = 0.035$. Este último podría parecer, en principio, que es el que mejor ajuste presenta.

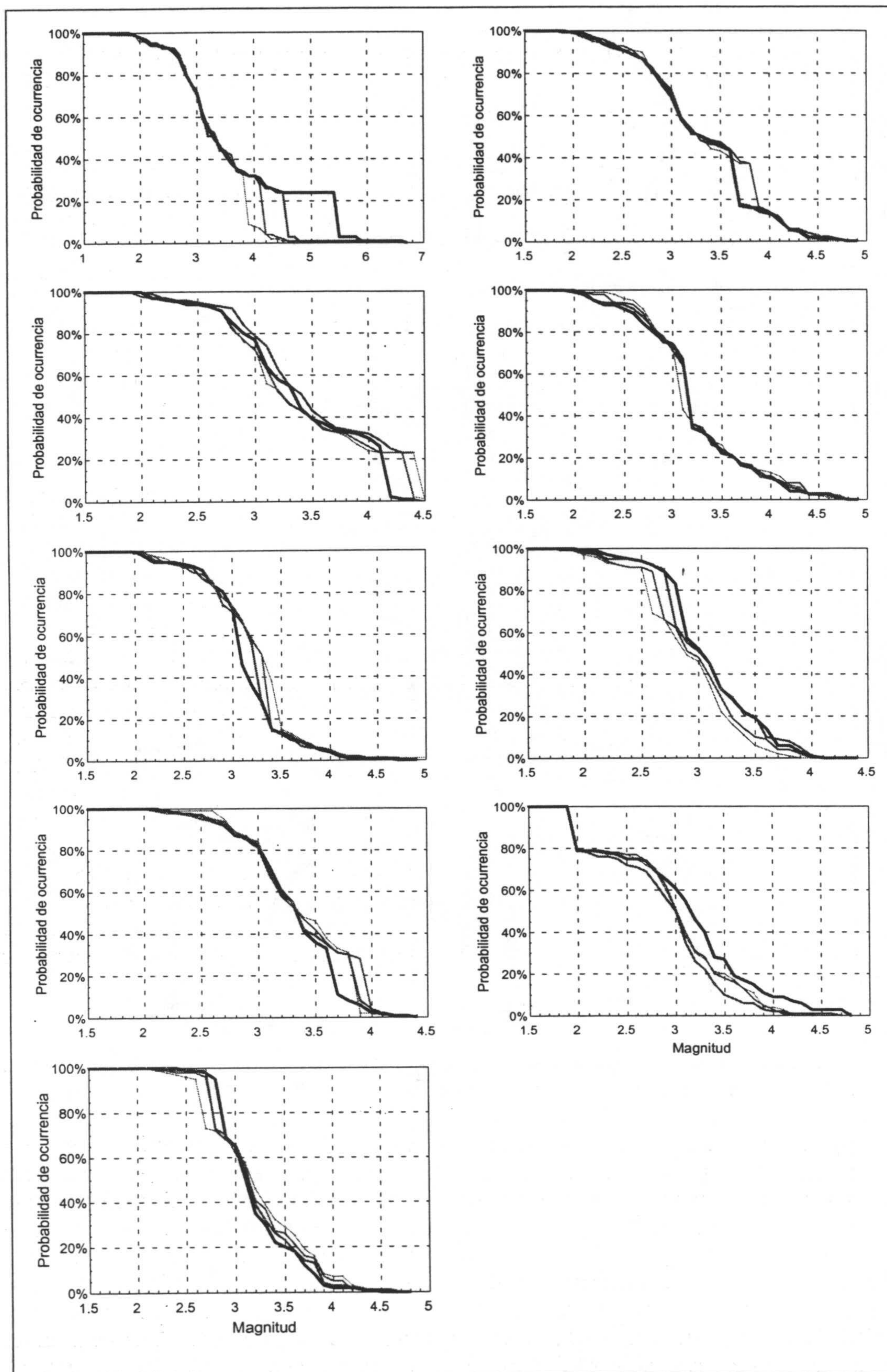
Pero si se analizan los gráficos de los casos siguientes en las figuras IV.121 a IV.156, se puede observar que los valores del variograma experimental de los puntos con paso h mayor a 35 van siendo cada vez menores, acercándose al valor de la meseta. A partir del caso 7, considerando los primeros 90 datos de la serie sísmica, claramente el variograma experimental se va haciendo paulatinamente más estable y robusto y la función teórica de mejor ajuste también va quedando mejor definida siendo en esta serie sísmica un variograma de tipo esférico.

También se ofrecen para cada caso los correlogramas calculados. Estas funciones informan sobre el grado de correlación que existe para los puntos del variograma situados a una distancia h determinada, de tal modo que la correlación va disminuyendo desde el 100% inicial hasta el 0% que se corresponde con el momento en el que el variograma alcanza el valor de la meseta. Esta información es útil para saber cuántos puntos próximos a uno determinado deben intervenir en el cálculo por krigeaje necesario para efectuar la simulación. Así es posible, por ejemplo, establecer un grado de certeza a partir del cual se desean obtener los resultados. Por ejemplo, si se desea efectuar la simulación de los siguientes próximos terremotos con una certeza superior al 95% se tendrá en cuenta sólo el punto situado a distancia h igual a 1, en este caso el terremoto previo que es el más próximo al considerado. Si se desea que la simulación cuente con un grado de certeza superior al 80%, por ejemplo, se pueden considerar los puntos situados a una distancia h no superior a 5, en este caso los 5 terremotos previos más próximos del considerado. Otro punto de vista desde el que se puede interpretar la información del correlograma consiste en plantear el hecho de en un momento dado calcular mediante la simulación los valores de varios de los siguientes próximos terremotos

Con estos datos se realizan los procesos de simulación condicional geoestadística correspondientes y se obtienen las curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de una magnitud determinada para los casos 3 al 21 anteriormente definidos, que se muestran en las figuras IV.157 a IV.177. En cada una de estas gráficas aparecen 4 curvas de probabilidad correspondientes a los 4 terremotos siguientes al considerado, la curva del primero es la que tiene el trazo más ancho y oscuro, variando sucesivamente hasta la del cuarto terremoto que posee la línea más fina y clara. En algún gráfico, como el IV.157 correspondiente al caso 3, las curvas de probabilidad de los dos últimos terremotos son prácticamente coincidentes y por lo tanto se superponen y puede parecer que faltara alguna de ellas. Así, por ejemplo, la figura IV.167 se ha calculado a partir de los primeros 150 datos (caso 13), sin que intervengan ninguno de los terremotos posteriores, y las curvas calculadas son las



Figuras IV.157 a IV.166 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas calculadas mediante Simulación condicional Geoestadística, para los casos 3 a 12 de la tabla IV.26.



Figuras IV.167 a IV.175 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas calculadas mediante Simulación condicional Geoestadística, para los casos 13 a 21 de la tabla IV.26.

correspondientes a los terremotos números 151, 152, 153 y 154 de la serie. Tal como se comentó en líneas anteriores, el grado de certeza que representa cada una de estas curvas es diferente, paulatinamente decreciente tal como se puede comprobar en la figura del correlograma correspondiente a cada caso.

Otro aspecto que merece ser comentado es el hecho de que las curvas de las figuras IV.157 a IV.166 muestran la influencia del primer terremoto de la serie de magnitud igual a 7.3. Esta influencia se va perdiendo paulatinamente a medida que aumenta el número de datos, de tal modo que se puede ver que en la figura IV.167 correspondiente al caso 13 (150 datos) la magnitud máxima esperada es 6.6 y en la siguiente figura IV.168 correspondiente al caso 14 (160 datos), es igual a 4.7. Esto indica que en los siguientes cálculos, a partir del caso 17, aunque se haya prescindido de los primeros datos, no se han introducido influencias extrañas. En todos los casos expuestos se puede comprobar que las magnitudes reales (tabla IV.26) se encuentran dentro del rango que muestran las curvas de probabilidad calculadas.

Tal como se comentó al principio de este apartado al efectuar el análisis variográfico, en los tres primeros casos no era posible ajustar con precisión un tipo de variograma conociendo sólo esos datos. Los variogramas que se ajustan en estos tres casos se han deducido a partir del análisis de la evolución que presentan los casos posteriores. Pero para ilustrar qué podría ocurrir se añaden las curvas de probabilidad calculadas para el caso 3, en la figura IV.157. De su observación se deduce que sólo se obtiene una curva razonablemente buena para el terremoto número 61 que sigue al 60, último terremoto considerado en los datos. Las curvas calculadas para los terremotos 62, 63 y 64, éstas dos últimas prácticamente idénticas, presentan muy poca variabilidad de posibilidades, aunque todos los datos reales se sitúan perfectamente dentro de esos valores calculados. Este hecho es producido por la poca robustez que refleja el variograma experimental y por ende el variograma teórico ajustado, todo ello debido a la escasez de datos. A partir de ese momento, cuando se tienen 65 datos o más, los variogramas se hacen más robustos y en consecuencia más fiables. Por todo ello se puede asegurar que en esta serie sísmica es necesario contar con al menos los primeros 65 datos para que los cálculos que se realicen mediante la simulación condicional geoestadística sean fiables. Como se comprueba es la propia estructura de los datos reales la que delimita estos límites. En ningún caso se puede forzar la situación para, póngase por caso, efectuar estos cálculos en los primeros momentos con poca cantidad de datos disponibles.

IV.5.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable

Analizando la evolución secuencial, figura IV.111, de la magnitud de esta serie sísmica, destacan 5 terremotos de magnitud superior a 5 grados, que se considera como magnitud umbral. La energía, expresada como magnitud del terremoto que tuviera una energía equivalente, de cada uno de los paquetes de energía definidos se representan en las figuras IV.176 y IV.177. El primer paquete viene definido por el terremoto inicial, que es a su vez el principal por ser el de mayor magnitud. Los paquetes posteriores tienen valores que evolucionan tal como aparece en la figura IV.177, disminuyendo hasta el paquete número 3 y aumentando paulatinamente en los paquetes posteriores, hasta el 5, aunque sin volver a superar en ningún momento un nivel de energía equivalente a un terremoto de magnitud 6. Otro gráfico que ofrece información importante sobre estos paquetes es el de la figura IV.178, en el que se aprecia que los tres primeros paquetes suceden en un corto intervalo de tiempo (menor

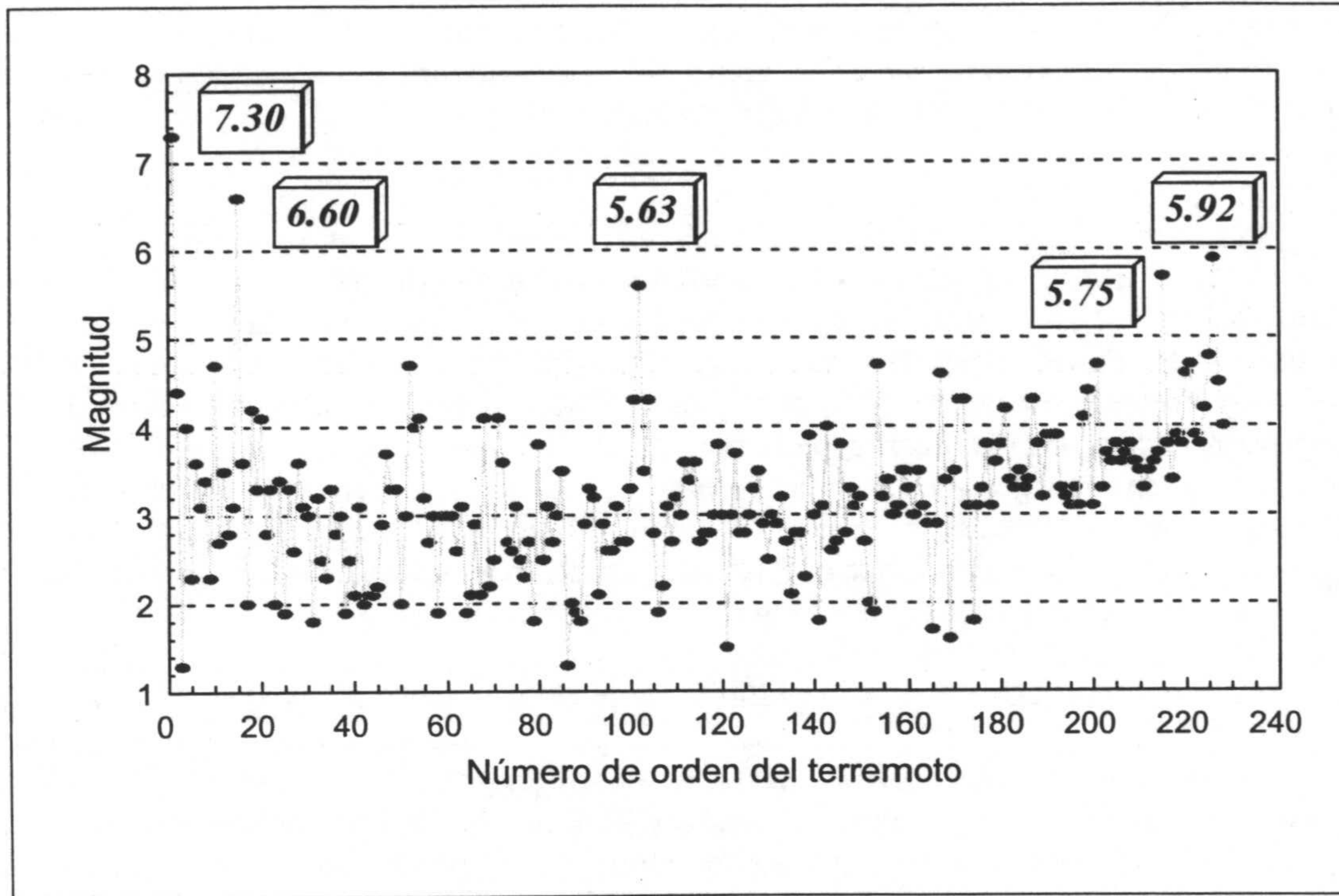


Figura IV.176. Paquetes de energía definidos para la serie sísmica de Landers, California (1992) considerando una magnitud umbral igual a 5 grados. El primer paquete está formado por un solo terremoto, el primero y de mayor magnitud de la serie sísmica. Los siguientes paquetes están compuestos por un número desigual de terremotos.

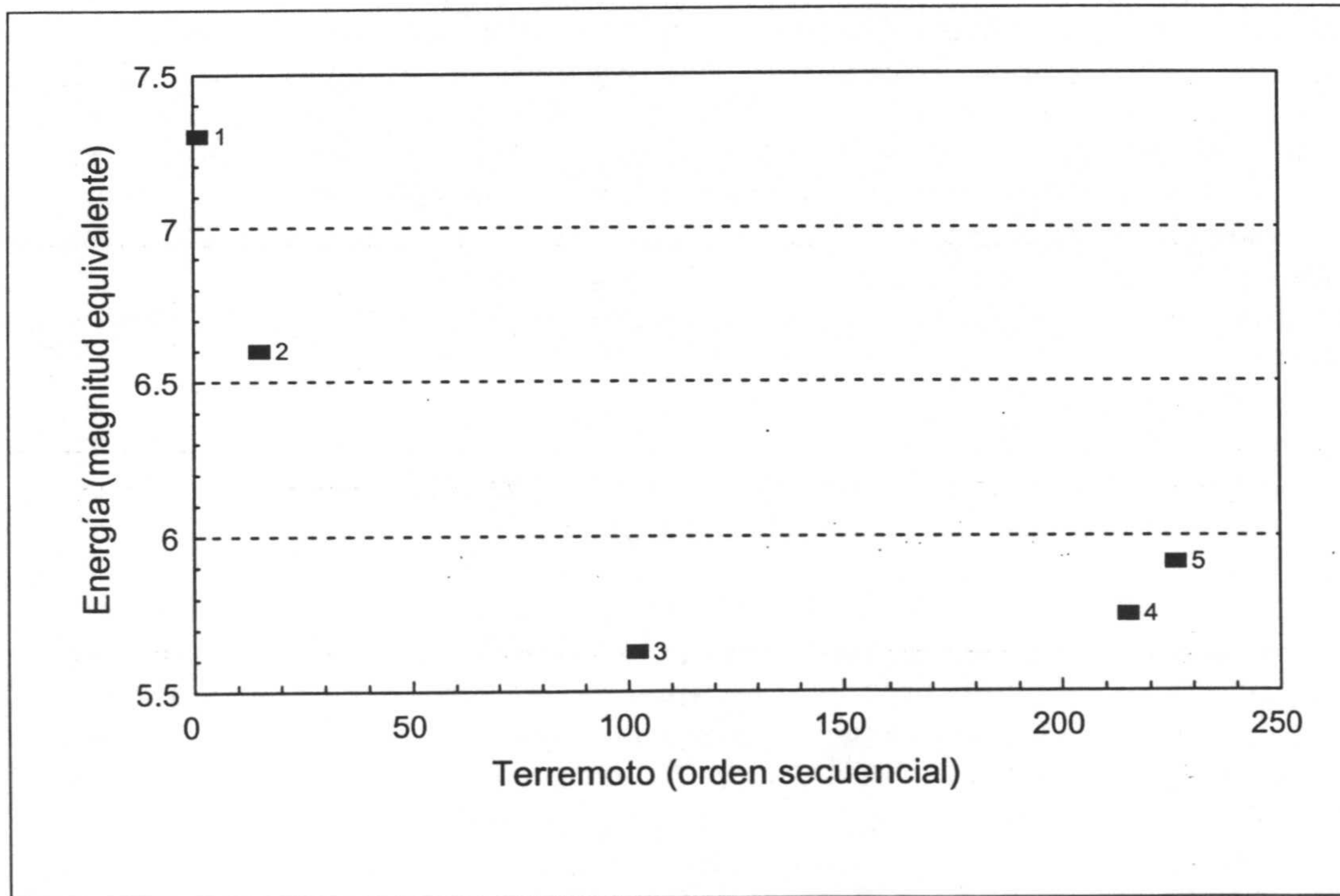


Figura IV.177. Energía expresada como la magnitud de un terremoto que liberara una energía equivalente, de cada uno de los paquetes de energía definidos para la serie sísmica de Landers, California (1992). En los tres primeros paquetes disminuye claramente el nivel energético. Posteriormente el nivel de energía se recupera un poco manteniéndose finalmente por debajo de 6.

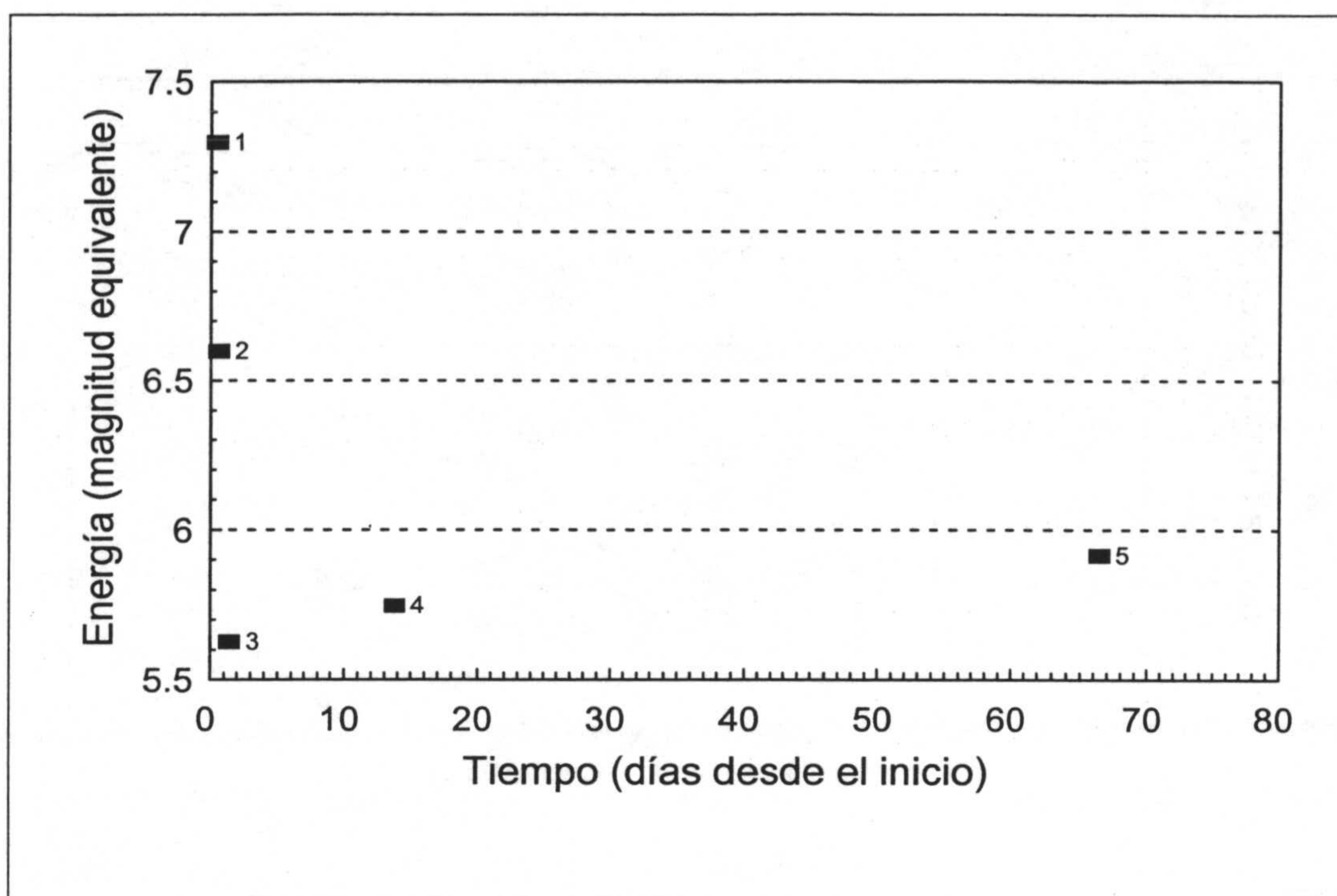
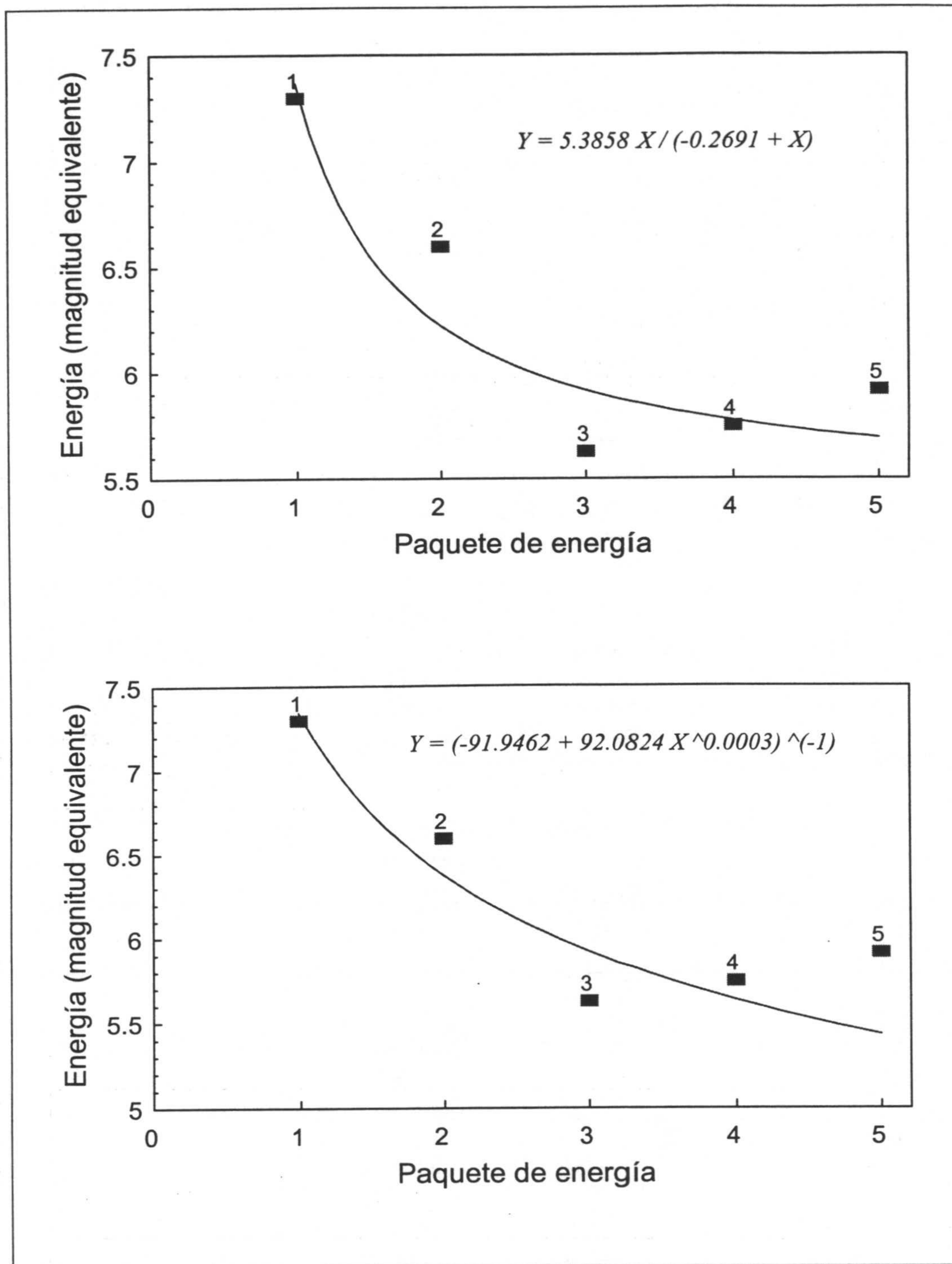


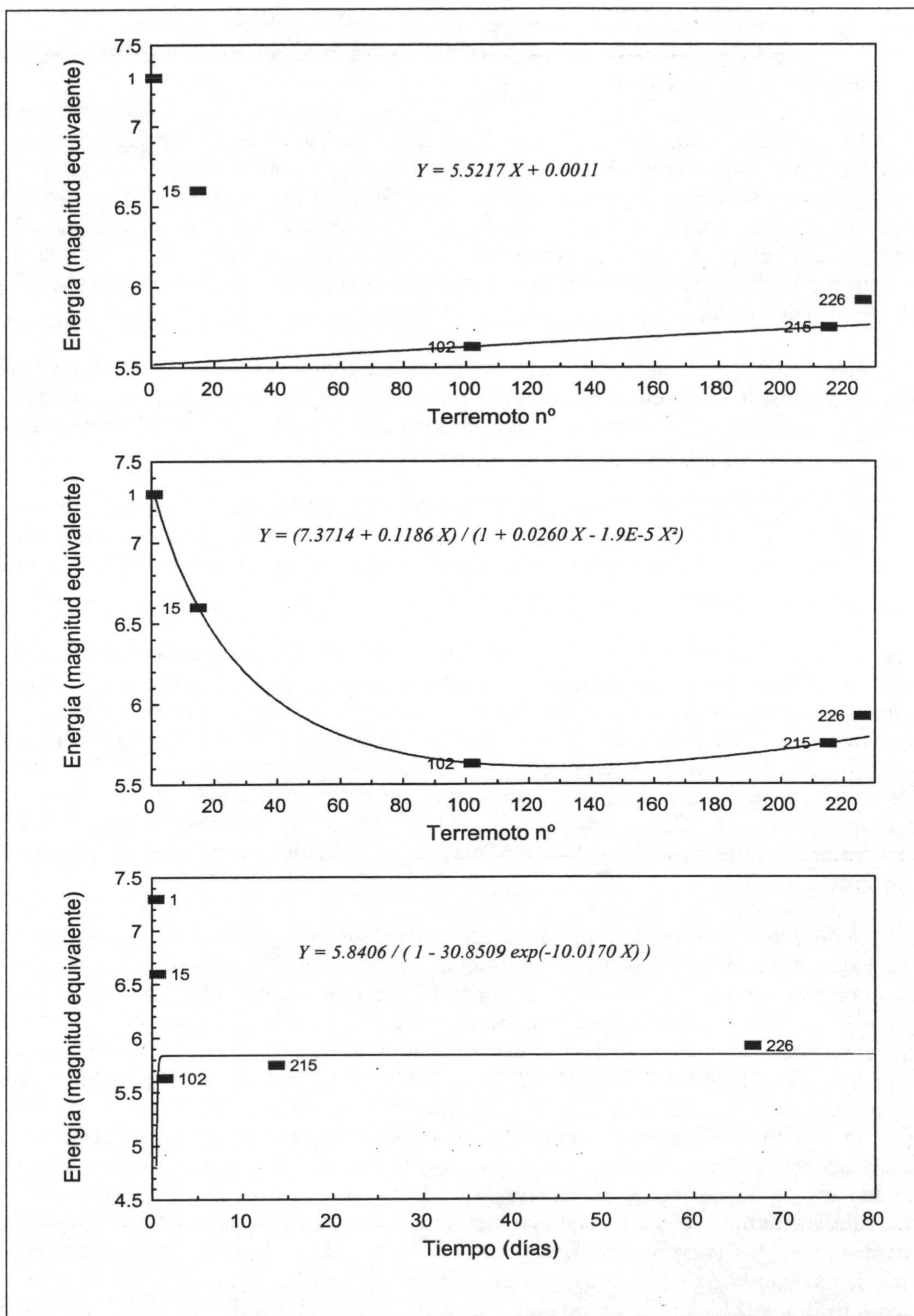
Figura IV.178. Paquetes de energía liberados a lo largo del tiempo en la serie sísmica de Landers, California (1992). En los tres primeros paquetes disminuye claramente el nivel energético muy rápidamente (en menos de un día y medio). Posteriormente el nivel de energía se recupera un poco manteniéndose finalmente por debajo de 6, aunque a lo largo de un espacio de tiempo bastante más largo (hasta 66 días).

Tabla IV.22. Funciones ajustadas a la evolución de los valores de los primeros 4 paquetes de energía en la serie sísmica de Landers, California (1992)

Eje X	Función ajustada	Modelo de función	Coefficiente de correlación	Energía calculada para el paquete 5
Paquetes	$y = \frac{5.3858x}{-0.2691+x}$	Saturación de la razón de crecimiento	0.936	5.69 ± 0.34
Paquetes	$y = \frac{1}{-91.9462+92.0824x^{0.0003}}$	de Harris	0.998	5.44 ± 0.27
Nº terremoto	$y = 5.5217x + 0.0011$	Lineal	1	5.76 ± 0.00
Nº terremoto	$y = \frac{7.3714+0.1186x}{1+0.0260x-1.9E^{-5}x^2}$	Racional	1	5.78 ± 0.00
Tiempo	$y = \frac{5.8406}{1-30.8509 \exp(-10.0170x)}$	Logística	0.996	5.84 ± 0.36



Figuras IV.179 (superior) y IV.180 (inferior). Funciones modelo Saturación de la razón de crecimiento y modelo de Harris, respectivamente, ajustadas a la evolución de los valores de los paquetes de energía en la serie sísmica de Landers, California (1992). En el eje de abscisas se representa el orden secuencial de los paquetes de energía definidos en la serie. Estas funciones están ajustadas a partir de los valores de energía de los primeros 4 paquetes para poder calcular posteriormente el valor del quinto paquete que se supone desconocido. En la tabla IV.22 se detallan los resultados obtenidos.



Figuras IV.181 (superior), IV.182 (media) y IV.183 (inferior). Funciones modelos lineal, racional y logístico, respectivamente, ajustadas a la evolución de los valores de los primeros 4 paquetes de energía en la serie sísmica de Landers, California (1992). En el eje de abscisas se representa, en los dos primeros casos el orden secuencial de los terremotos que delimitan cada uno de los paquetes de energía; y en el tercer caso, el tiempo de ocurrencia de cada terremoto, expresado en días desde el comienzo de la serie. En el primero y tercer caso se ha prescindido de los dos primeros paquetes de energía. En la tabla IV.22 se detallan los resultados obtenidos.

a un día y medio). En cambio, los paquetes posteriores aparecen más separados en el tiempo llegando en el caso del paquete número 5 a superar los 66 días desde el comienzo de la serie sísmica.

Suponiendo que sólo se conocieran los 4 primeros paquetes de energía, se trata de calcular el valor que tendrá el quinto paquete. Para ello se pueden seguir dos métodos. Encontrar la curva que mejor ajuste (Hyams, 1996) con los valores disponibles y que permita calcular el valor del último paquete, o bien calcular los valores medios de las energías de los paquetes y tomar éste como valor más probable de la energía del próximo paquete. Los resultados de estos cálculos se muestran en las tablas IV.22 y IV.23, respectivamente.

Las funciones ajustadas, que se muestran en las figuras IV.179 a la IV.183, se han definido considerando en el eje de ordenadas la energía de cada paquete, expresada como la magnitud de un terremoto que liberara una energía equivalente, representada según tres casos diferentes en el eje de abscisas:

- Orden secuencial de los paquetes de energía (paquetes),
- orden secuencial del terremoto que delimita el paquete de energía (nº terremoto),
- tiempo de cada terremoto, expresado en días desde el comienzo de la serie sísmica (tiempo).

Si se compara el valor real de la energía del último paquete (paquete nº 5) igual a 5.92 con los resultados obtenidos se puede deducir que el resultado que mejor se aproxima es el último de la tabla 5.84 ± 0.36 , considerando el tiempo en el eje x y utilizando un modelo de función logística. A continuación el primer caso de la tabla, que considera los paquetes en el eje x y un modelo de función saturación de la razón de crecimiento, 5.69 ± 0.34 . En ambos casos el valor real está dentro del rango de variación calculado. En los otros tres casos los valores calculados se hallan por debajo del valor real, aunque la diferencia mayor es sólo del orden de 0.2 grados de magnitud.

Como estos valores se han calculado a partir de los valores de los primeros 4 paquetes, hubiera sido posible a partir del día 11 de Julio de 1992 que corresponde al momento de ocurrencia del terremoto número 215 que delimita el 4º paquete, calcular la energía que quedaría por completar este 5º paquete a medida que fueran sucediéndose los terremotos posteriores. Aunque éstos son sólo 11, entre el número 215 y el 226, el tiempo en el que se extienden es de unos 53 días. Entre el penúltimo terremoto número 225 y el 226 que delimita el paquete de energía pasan 27 días y medio, por lo que éste es el tiempo en el que se podrían calcular por adelantado los resultados que se presentan en la tabla IV.24. En esta tabla se presentan con el mismo orden los casos definidos en la tabla IV.22, mostrándose la energía teórica que se calculó mediante las diversas funciones ajustadas con los datos de los 4 paquetes anteriores, y las energías máxima y mínima (determinadas por el error calculado en los datos de energía teórica) calculadas que restan por liberarse una vez han aparecido los terremotos 216 al 225 ambos inclusive. El terremoto 226 fue de magnitud 5.9. Se comprueba que este valor está comprendido en el rango de los calculados para los casos 1 y 5 y más cercano a sus límites superiores; es 0.1 grados de magnitud superior al valor obtenido para el caso 4; y 0.2 grados para el caso 3 y para el límite superior del caso 2, que parece ser el que peor resultado ofrece.

Por lo tanto, unos 27 días antes de la ocurrencia del último terremoto de magnitud superior a 5 grados, se podía asegurar que la energía que quedaba por liberarse en el

Tabla IV.23. Valores de los paquetes de energía calculados a partir de los valores medios de los paquetes anteriores para la serie sísmica de Landers, California (1992)

Datos reales de la serie sísmica				Valor medio de la energía de los paquetes anteriores (magnitud equivalente)		
Paquete nº	Terremoto nº	Tiempo (días desde el comienzo)	Energía del paquete (magnitud equivalente)	Energía media (todos)	Energía media (desde el 2)	Energía media (desde el 3)
1	1	0.498	7.3			
2	15	0.628	6.6	<u>6.95 ± 0.35</u>		
3	102	1.426	<u>5.63</u>	6.51 ± 0.68	6.12 ± 0.48	
4	215	13.76	5.75	6.32 ± 0.68	5.99 ± 0.43	<u>5.69 ± 0.06</u>
5	226	66.435	<u>5.92</u>	(6.24 ± 0.63)	(5.98 ± 0.38)	(5.77 ± 0.12)

paquete sería la que se ofrece en la tabla IV.24. Un aspecto que no es posible discernir con antelación y certeza es el hecho de determinar si tendrá lugar la disipación de la energía mediante un solo terremoto o varios. Pero si se observa la tendencia en la evolución de la magnitud de estos últimos terremotos (figura IV.112), puede sugerirse que al ser ésta ascendente, lo más probable es que el próximo o próximos terremotos fueran de magnitud superior a 4.8, magnitud del último terremoto número 225 hasta ese momento. Todo esto es lo que se ha podido calcular y deducir a partir de la estimación del valor del último paquete de energía, mediante el ajuste de funciones a los valores de energía de los paquetes anteriores. Debido a los pocos paquetes de energía que se han podido definir en esta serie sísmica, no hubiera sido posible utilizar este método para calcular la energía de otros paquetes anteriores, porque las funciones que se podían ajustar no eran capaces de seguir la tendencia que realmente ocurriría después. Así, por ejemplo, no hubiera sido posible estimar con precisión y certeza el valor más probable de la energía del paquete 4 a partir de los valores de los 3 paquetes anteriores.

También se pueden estimar los valores más probables de los paquetes de energía mediante el cálculo de los valores medios de los paquetes definidos anteriormente a un momento dado. Este método tiene la ventaja de que se pueden hacer estimaciones más tempranas que con el método anterior, pero también hay que reconocer que los resultados suelen ser mejores a medida que se dispone de más datos. En la tabla IV.23 se presentan los resultados obtenidos para esta serie sísmica, considerando el valor medio desde el paquete 1, desde el paquete 2 y desde el paquete 3. Esta serie sísmica, como en otras que han ocurrido en las Cordilleras Béticas, tal como la serie de Adra-Berja, Almería (1993-1994), comienza con el terremoto de mayor magnitud y los posteriores son de magnitudes inferiores. Si se descarta el valor del primer terremoto, los valores medios obtenidos se aproximan más a los que aparecen posteriormente debido a su mayor homogeneidad. Por esta razón se aportan los cálculos realizados a partir de los paquetes 2 y 3. Los valores que mejor coinciden con

Tabla IV.24. *Energía que queda para completar el último paquete de energía una vez han ocurrido los primeros 225 terremotos de la serie sísmica de Landers, California (1992)*

Caso	Energía calculada para el paquete 5	Energía máxima que queda para completar el paquete	Energía mínima que queda para completar el paquete
1	5.69 ± 0.34	6	5.2
2	5.44 ± 0.27	<u>5.7</u>	4.8
3	5.76 ± 0.00	<u>5.7</u>	5.7
4	5.78 ± 0.00	<u>5.8</u>	5.8
5	5.84 ± 0.36	<u>6.2</u>	5.4

el valor real se muestran en **negrita**, y los valores calculados correspondientes a los valores de los tres últimos paquetes se muestran respectivamente subrayados, en *cursiva* y con doble subrayado. En paréntesis aparecen los valores calculados para el que teóricamente podría ser el siguiente paquete de la serie sísmica, si ésta hubiera continuado. Según se puede comprobar, los mejores resultados son los que se han calculado a partir del paquete 2, prescindiendo del valor del primer paquete, en este caso correspondiente al primer terremoto de magnitud muy superior a todos los siguientes.

Ya sea con uno u otro método, los valores estimados para un paquete de energía determinado se podían haber utilizado al igual que se ha hecho con otras series sísmicas, para calcular el valor de la energía que quedaría por liberarse a partir de un momento determinado, restando la energía de los terremotos que fueran sucediendo a la energía total supuesta para el paquete. Esta información también podría interpretarse como la máxima magnitud esperada del próximo terremoto que podía ocurrir. Lo que no sería posible asegurar era si esa energía se liberaría en forma de un solo terremoto o de varios, aunque tal como se vio en el cálculo efectuado para el último terremoto de esta serie unas líneas antes, observando la tendencia ascendente de la variación de las magnitudes de los últimos terremotos sería posible suponer que la magnitud del terremoto esperado siguiera esa misma tendencia, y a partir de estas observaciones se podría estimar la magnitud del terremoto en consecuencia.

IV.5.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del terremoto próximo más probable

Se calcula la cantidad acumulada de energía liberada por los terremotos de esta serie siguiendo los conceptos y las fórmulas que se indicaron en el capítulo III y se obtienen los resultados que quedan reflejados en la figura IV.184. Algunos de los saltos de energía, como T_5 y T_8 , son mucho más claros que los demás. Se establecen los tiempos de los momentos en los que se produce un salto destacable y se nombran los intervalos así definidos, datos que se incluyen en la tabla IV.25 y con ellos se calcula (figuras IV.185 a IV.188 y tabla IV.26) cada T_i a partir de los datos de los

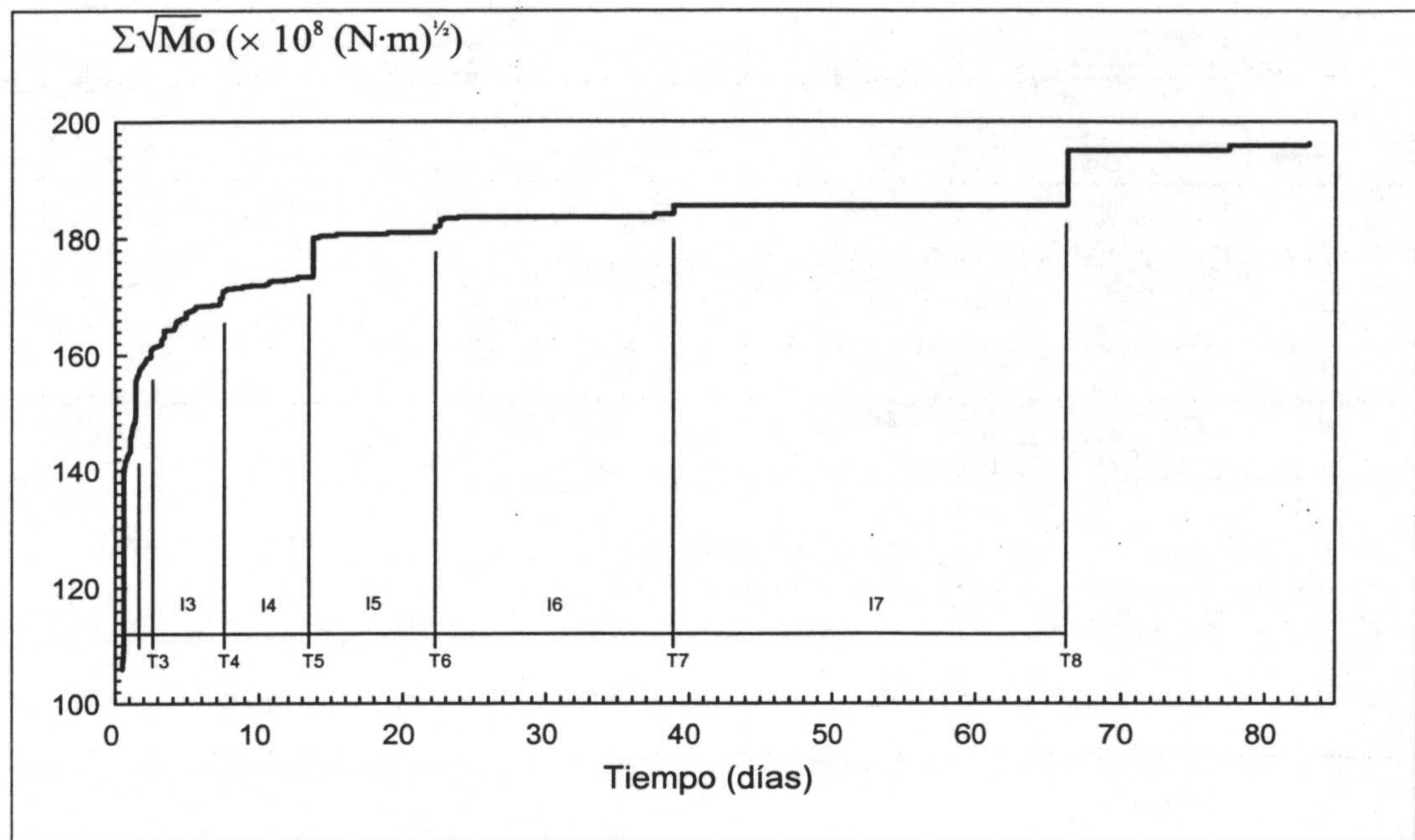
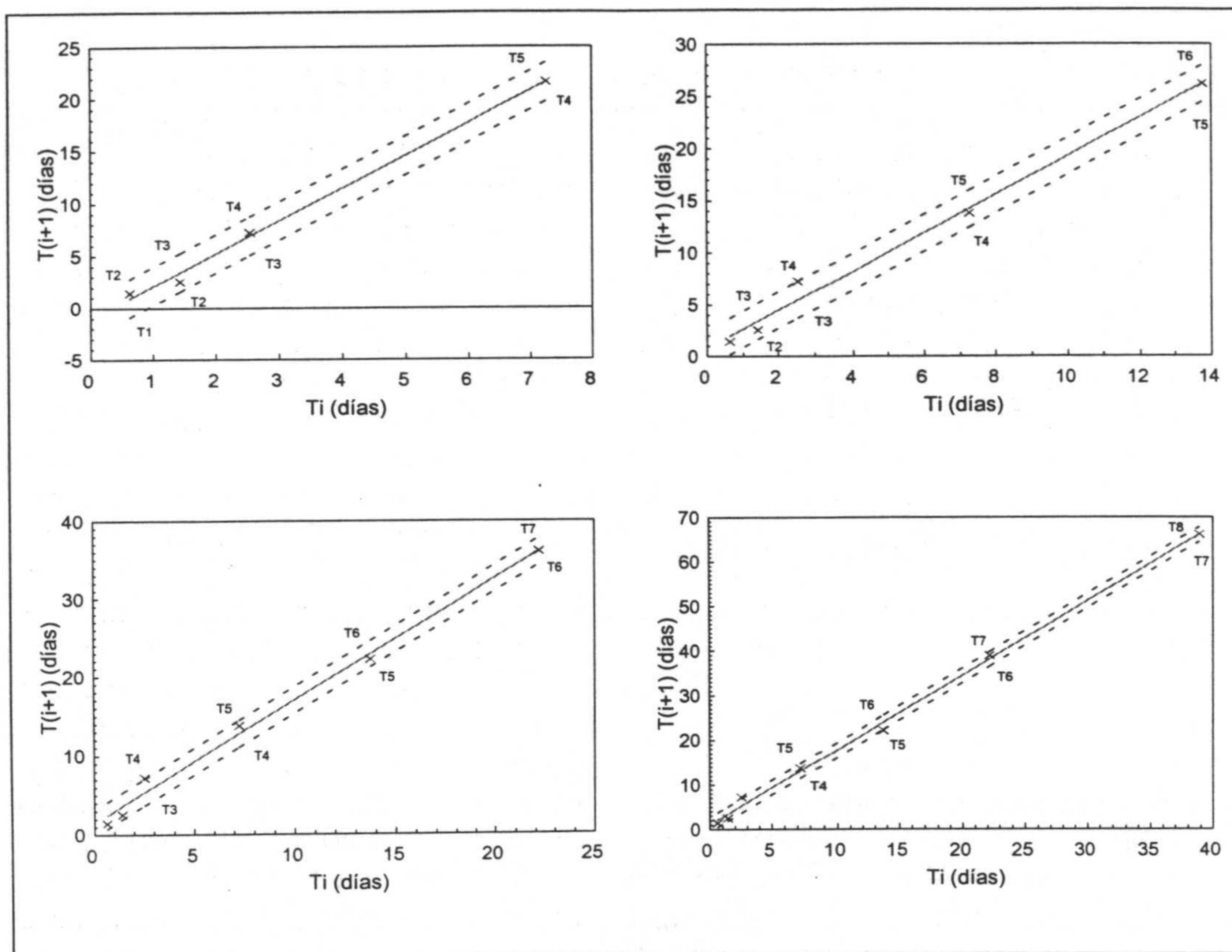


Figura IV.184. Evolución temporal de la liberación de energía de los terremotos de la serie sísmica de Landers, California, U.S.A. (Junio - Septiembre de 1992). Se indica la posición de los tiempos T_i que definen los saltos de energía más importantes así como la nomenclatura de los intervalos I_i establecidos. Todos estos datos se detallan en la tabla IV.25.

Tabla IV.25. Datos de los intervalos temporales definidos por los saltos en la relajación de la energía, para la serie sísmica de Landers, California (1992).

Nombre	Terremoto n°	Magnitud	Tiempo (días) GMT	Intervalo	Longitud del intervalo (días)	Magnitud equivalente del intervalo	Razón $I_{(i+1)}/I_i$	$T_{final} - T$
T1	15	6.6	0.63					82.51
				I1	0.8	7.3		
T2	102	5.6	1.43				1.4	81.71
				I2	1.12	6.61		
T3	154	4.7	2.55				4.22	80.59
				I3	4.72	4.85		
T4	198	4.1	7.26				1.38	75.88
				I4	6.5	4.94		
T5	215	5.7	13.76				1.3	69.38
				I5	8.44	5.71		
T6	220	4.6	22.2				1.98	60.94
				I6	16.73	4.66		
T7	225	4.8	38.93				1.64	44.21
				I7	27.5	4.99		
T8	226	5.9	66.44				-	16.7



Figuras IV.185 - IV.188. Cálculo de T_5 (arriba izquierda), T_6 (arriba derecha), T_7 (abajo izquierda) y T_8 (abajo derecha), a partir de los respectivos tiempos anteriores definidos por los intervalos de crecimiento de energía, en la serie sísmica de Landers, California, U.S.A. (Junio - Septiembre de 1992). Se representan también las rectas (punteadas) que delimitan el intervalo de confianza del ajuste.

Tabla IV.26. Cálculo de los tiempos T_i conociendo los tiempos anteriores que definen los saltos en la relajación de la energía, para la serie sísmica de Landers, California (1992).

T_i	Recta ajustada	r	T_c (días)	T_r (días)	$T_r - T_c$ (días)	$T_r - T_c$ (días, horas, minutos)
T_5	$T_{i+1} = [3.120 \pm 0.782] T_i + [-1.039 \pm 1.065]$	0.97	21.614 ± 1.847	13.76	-7.854	7d 20h 29m
T_6	$T_{i+1} = [1.845 \pm 0.288] T_i + [0.778 \pm 1.479]$	0.977	26.16 ± 1.767	22.2	-3.96	3d 23h 02m
T_7	$T_{i+1} = [1.559 \pm 0.141] T_i + [1.450 \pm 1.544]$	0.988	36.058 ± 1.685	38.932	2.874	2d 20h 58m
T_8	$T_{i+1} = [1.672 \pm 0.081] T_i + [1.031 \pm 1.535]$	0.995	66.112 ± 1.615	66.435	0.323	7h 44m
T_9	$T_{i+1} = [1.679 \pm 0.040] T_i + [0.987 \pm 1.375]$	0.999	112.524 ± 1.415	-	-	-

T_i es el tiempo que se calcula, a partir de los anteriores, definidos en la figura IV.184 y la tabla IV.25;
 r es el coeficiente de correlación del ajuste;
 T_c es el tiempo calculado y
 T_r es el tiempo real de la serie sísmica.

respectivos intervalos anteriores, suponiendo que en ese instante se desconocen los datos posteriores. De este modo, por ejemplo, se calcula T_5 a partir de T_1 , T_2 , T_3 y T_4 , y así sucesivamente. Si se analizan las diferencias entre los resultados obtenidos y los valores que realmente acontecieron (tabla IV.26) en la serie sísmica se comprueba que en las primeras estimaciones, T_5 y T_6 con 4 y 5 datos respectivamente, los valores calculados se diferencian bastante de los reales, incluso no entran dentro del intervalo de confianza. En cambio los resultados de las estimaciones posteriores se enmarcan dentro de los intervalos de confianza definidos. En este caso este hecho se produce debido a que los tres primeros saltos de energía se producen en un corto intervalo de tiempo, lo que condiciona bajos valores de los tiempos correspondientes y así las rectas resultantes tienen más pendiente de la que teóricamente se necesitaría para que los resultados de los cálculos estuvieran más acordes con la realidad. De todos modos los resultados obtenidos no son malos, sino que suponiendo que se estuviera viviendo la serie sísmica en el caso de T_5 y T_6 los terremotos reales hubieran ocurrido antes del tiempo calculado y en los otros casos después. Aún en el peor de los casos, como para calcular T_5 hace falta conocer sólo hasta el valor T_4 , se hubiera podido conocer el valor de T_5 unos 6.5 días antes de la ocurrencia real del terremoto de magnitud 5.7, aunque se estuviera esperando teóricamente para unos días después. De igual manera, el valor de T_6 correspondiente a un terremoto de magnitud 4.6 se podría haber calculado 8.4 días antes, aunque el terremoto real apareciera casi con 3 días de adelanto respecto al valor calculado; el valor calculado para T_7 en cambio, indica un retraso de casi 3 días después de la ocurrencia real para el terremoto de magnitud 4.8, aunque se hubiera podido calcular con casi 17 días de adelanto. El cálculo de T_8 es el más preciso de esta serie e indica que el terremoto de magnitud 5.9 se podría haber calculado unos 27 días y medio antes de su ocurrencia y el valor calculado se retrasaría 7h y 44m respecto al valor de ocurrencia real del terremoto. De estas consideraciones se puede deducir que hubiera sido posible calcular, en todos los casos considerados, con algunos días de adelanto el tiempo más probable de algunos de los terremotos más importantes (por su magnitud) de esta serie sísmica, y el grado de precisión variaría entre los casi 8 días del caso más desfavorable hasta las poco menos de 8 horas del mejor cálculo.

IV.6. La serie sísmica que precedió a un terremoto de $m_b = 4.8$ ocurrido el 14 de Febrero de 1980 y cercano a las Islas Vírgenes

IV.6.1. Descripción de la serie sísmica

El 14 de Febrero de 1980, un terremoto de magnitud 4.8 ocurrió al noreste (NE) del Caribe, cerca de las Islas Vírgenes, situado a unos 50 km al noreste (NE) de la Isla de Santo Tomás. El Observatorio Geológico Lamont-Doherty mantenía en funcionamiento una red sísmica digital de corto período desde 1975 en esta región sísmicamente activa (Varnes y Bufe, 1996). Con estos medios se pudo calcular que el hipocentro del terremoto principal de m_b 4.8 estaba a 45 km de profundidad, en una zona sísmica caracterizada por una subducción oblicua de la placa norteamericana en dirección aproximadamente oeste hacia la placa caribeña. Para identificar los posibles precursores del terremoto principal, Frankel (1982) hizo un estudio detallado en un área de unos 52 km por 52 km alrededor del terremoto principal y relocalizó los terremotos que habían ocurrido durante los 10 meses anteriores. Según Frankel (1982), los errores estándar de estas relocalizaciones tanto en horizontal como en vertical son menores de 5 km.

Esta serie fue escogida para su estudio por Varnes y Bufe (1996) debido a que se disponía de los datos previa y debidamente tratados (Frankel, 1982), constituía un conjunto de datos de tamaño manejable y porque en un análisis inicial de esta serie sísmica (Varnes, 1989) se dedujo que se componía de cuatro episodios que tenían una duración sucesivamente decreciente y que, por lo tanto, esta serie podía tener una estructura interna interesante.

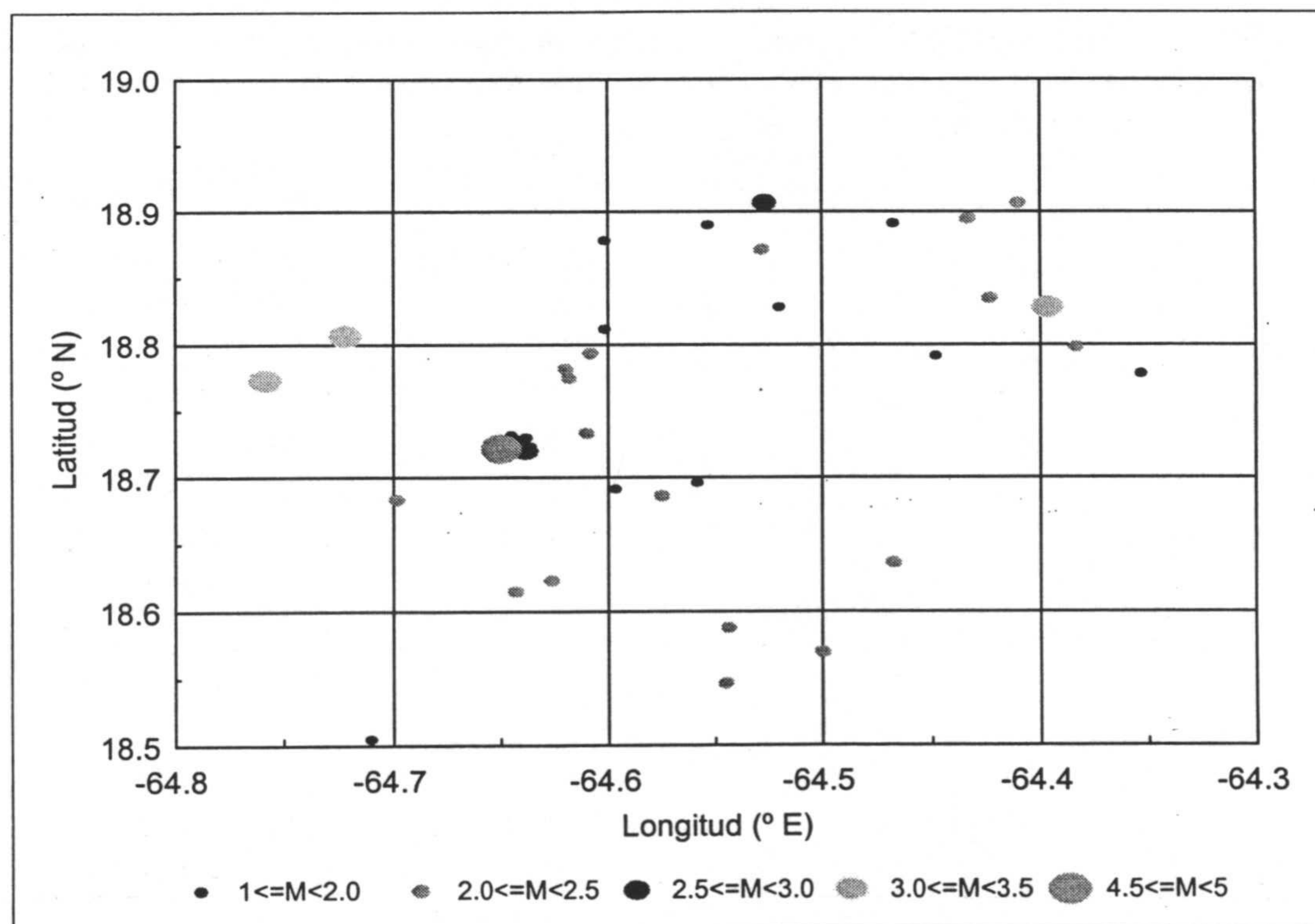


Figura IV.189. Localización epicentral de los terremotos de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). Estos datos proceden de Frankel (1982).

Tabla IV.27. Datos de los terremotos de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (1979-1980).

Nº	Día	Mes	Año	Hora (GMT)	MM	SS	Mag.	Lat. (°N)	Long. (°E)	Prof.
1	15	4	79	8	34	15.63	2	18.69	-64.58	31.7
2	16	4	79	18	50	5.37	2.3	18.87	-64.53	49.6
3	18	4	79	5	51	25.15	1.4	18.72	-64.64	47.7
4	21	4	79	11	20	44.26	2	18.62	-64.64	29.3
5	25	4	79	8	2	34.27	1.5	18.81	-64.6	12.6
6	2	5	79	0	49	2.78	2.2	18.91	-64.41	47.5
7	12	5	79	9	47	33.28	2.5	18.72	-64.64	49.8
8	12	5	79	20	1	26.39	1.8	18.83	-64.52	40.3
9	13	5	79	20	42	59.59	2.1	18.64	-64.47	41.2
10	14	5	79	15	14	48.97	1.9	18.73	-64.64	47
11	9	6	79	16	28	48.99	2.3	18.59	-64.54	29.5
12	10	7	79	3	16	7.77	2.1	18.9	-64.43	47.3
13	14	7	79	0	51	30.07	2.3	18.68	-64.7	35.2
14	17	8	79	16	13	13.34	3.1	18.83	-64.4	40.9
15	18	8	79	12	48	13.82	1.8	18.88	-64.6	48
16	19	8	79	8	51	34	1.9	18.79	-64.45	35.1
17	24	8	79	15	3	43.49	2.4	18.55	-64.55	54.6
18	16	9	79	13	37	14.72	2.4	18.8	-64.38	47.7
19	5	10	79	12	33	11.27	1.8	18.51	-64.71	68.6
20	5	10	79	14	20	26.95	1.9	18.7	-64.56	41.4
21	4	11	79	12	15	39.67	2.5	18.91	-64.53	49.9
22	8	11	79	15	40	7.74	2.1	18.84	-64.42	39
23	9	11	79	0	5	46.11	3.3	18.81	-64.72	42.2
24	19	11	79	5	3	24.74	2	18.62	-64.63	0.7
25	2	12	79	4	59	8.64	1.6	18.69	-64.6	54.1
26	2	12	79	15	39	47.71	2.4	18.57	-64.5	49.8
27	4	12	79	1	53	22.57	1.7	18.73	-64.65	48
28	5	12	79	1	34	22.17	1.5	18.73	-64.64	48
29	25	12	79	9	54	29.84	1.8	18.89	-64.55	47.7
30	4	1	80	11	26	16.76	3	18.77	-64.76	52.3
31	10	1	80	6	31	33.37	2.4	18.79	-64.61	41
32	20	1	80	22	39	8.65	2.4	18.73	-64.61	67.1
33	7	2	80	16	23	57.47	1.7	18.89	-64.47	52.8
34	10	2	80	16	53	12.03	1.9	18.78	-64.35	49
35	14	2	80	9	44	43.89	2.3	18.78	-64.62	45
36	14	2	80	13	14	52.74	2.3	18.78	-64.62	45
37	14	2	80	17	11	43.56	4.8	18.72	-64.65	45

MM: Minutos
SS: Segundos
Mag.: Magnitud

Lat.: Latitud
Long.: Longitud
Prof.: Profundidad

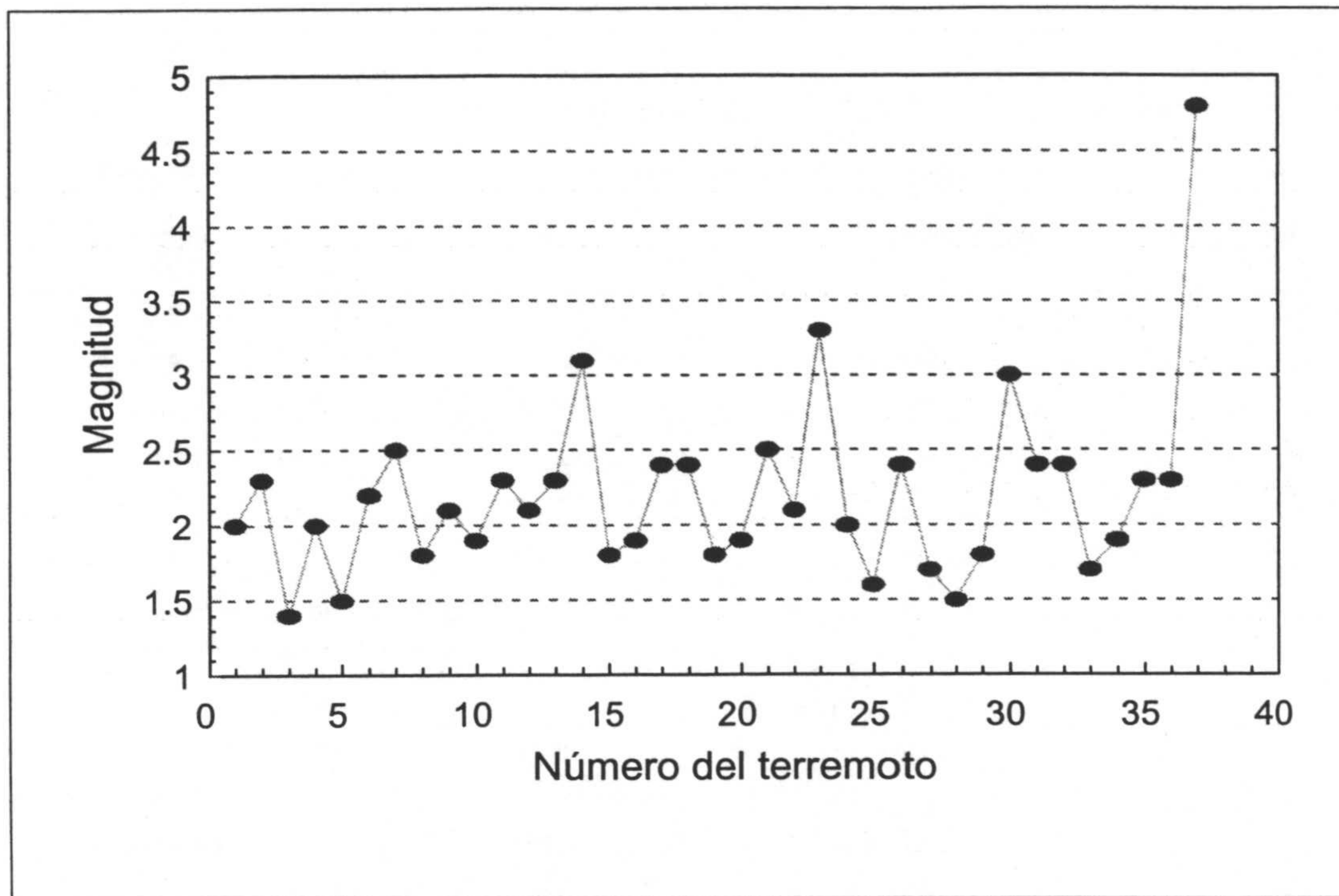


Figura IV.190. Evolución secuencial de los terremotos de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). Esta serie comienza con terremotos de baja magnitud que va aumentando a medida que se va desarrollando. Al final aparece el terremoto de mayor magnitud.

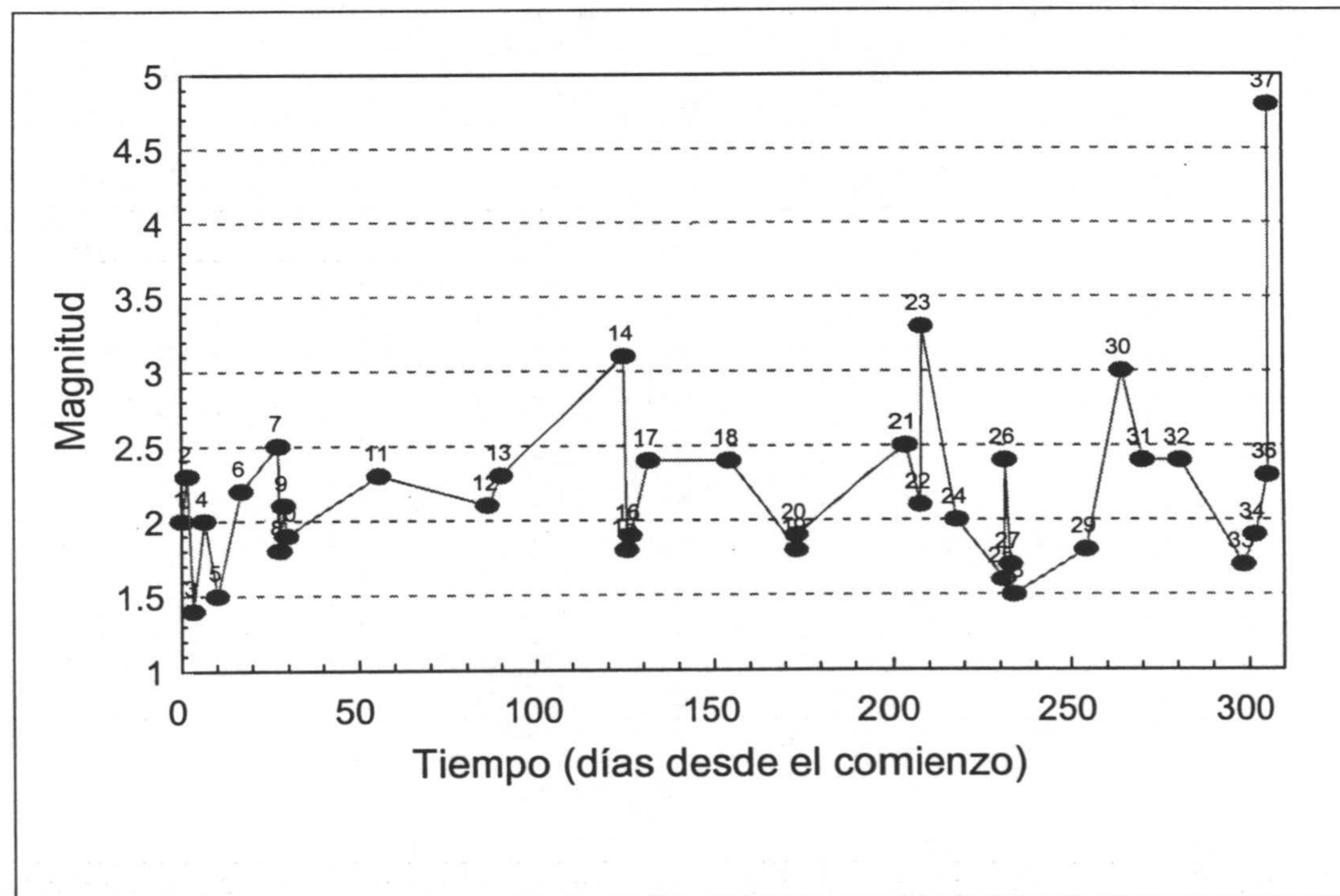


Figura IV.191. Evolución temporal de los terremotos de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). Cada terremoto tiene asignado su número de orden de la tabla IV.27. En algunos momentos ocurren varios terremotos seguidos que en la figura se observan agrupados.

Tabla IV.28. Estadísticos básicos calculados para la magnitud de los 37 terremotos de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (1979-1980)

N	min	Q_1	M	m	Q_3	max	σ^2	σ	CV	M_3	CA	M_4	CC	Mo	R	RI
37	1.4	1.8	2.1	2.2	2.4	4.8	0.37	0.61	27.8	0.49	2.15	1.34	9.55	2.3	3.4	0.6

N : Número de datos max : Valor máximo M_4 : Momento central de 4º orden
 min : Valor mínimo σ^2 : Varianza CC : Coeficiente de curtosis
 Q_1 : Cuartil inferior σ : Desviación típica Mo : Moda
 M : Mediana CV : Coeficiente de variación (%) R : Recorrido o rango
 m : Media M_3 : Momento central de 3º orden RI : Rango intercuartílico
 Q_3 : Cuartil superior CA : Coeficiente de asimetría

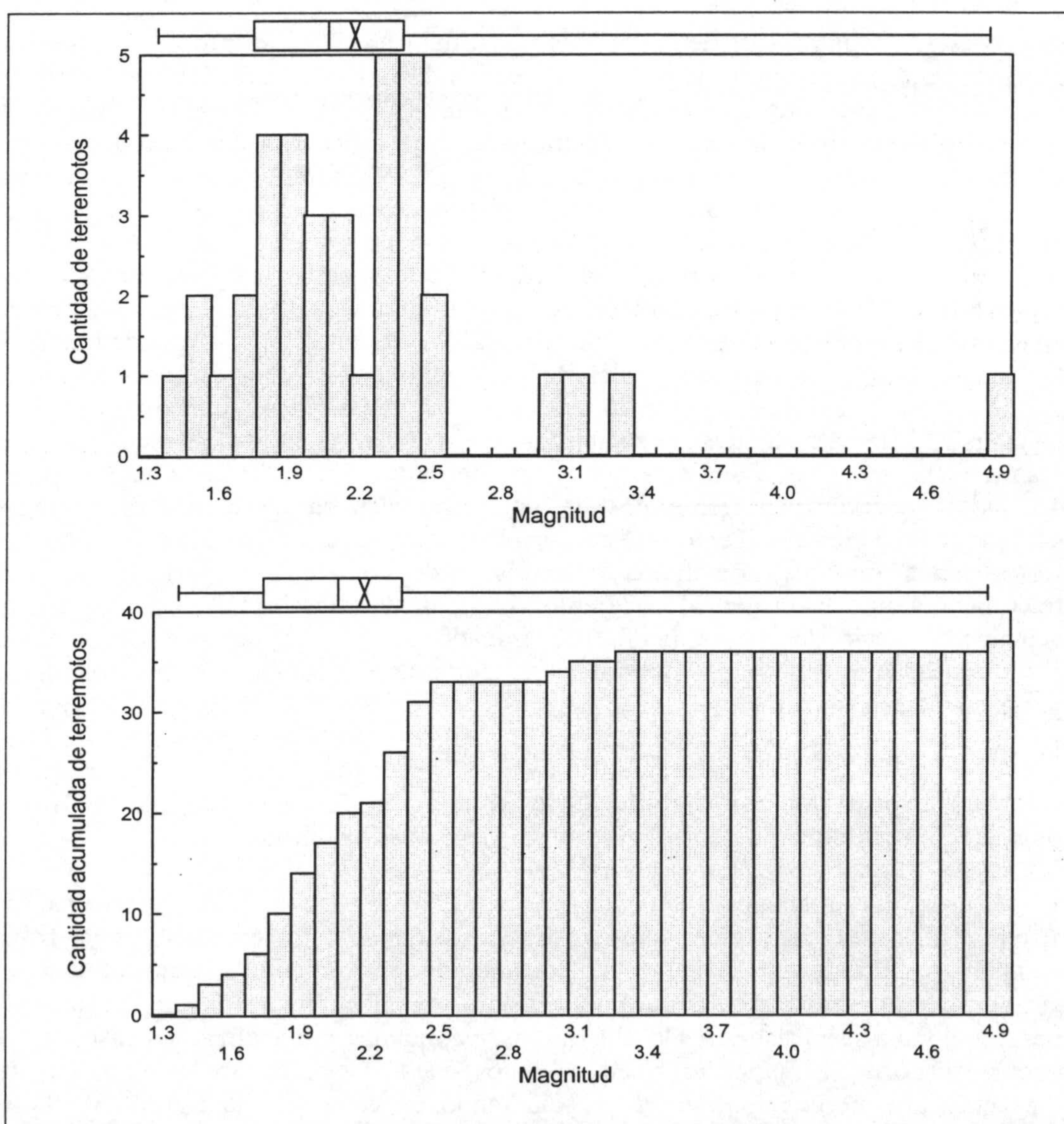


Figura IV.192. Histograma (superior) e histograma acumulado (inferior) de las magnitudes de los terremotos de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). En la parte superior de cada histograma se acompaña un gráfico de caja (box-plot, en inglés) que indica la posición de los valores estadísticos básicos: Mínimo, cuartil inferior, mediana, media, cuartil superior y máximo.

Los datos de los terremotos que componen esta serie sísmica se incluyen en la tabla IV.27 y las localizaciones de los mismos se muestran en la figura IV.189. En esta figura cada rango de magnitudes tiene asignado un símbolo cuyo tamaño es proporcional a los valores del rango considerados (a mayor magnitud, mayor tamaño de símbolo). El símbolo mayor corresponde al terremoto de magnitud 4.8.

La evolución secuencial de las magnitudes se puede ver en la figura IV.190, observándose que en esta serie los primeros terremotos son de baja magnitud y al final de la misma aparece el terremoto de mayor magnitud. La evolución temporal de la serie se muestra en la figura IV.191, destacando algunos momentos en los que aparecen algunos terremotos agrupados, al ocurrir en un corto espacio de tiempo. No se observa una pauta claramente definida, sino que la distribución temporal de los terremotos se presenta relativamente homogénea.

Los estadísticos básicos de la variable magnitud (tabla IV.28) informan sobre esta distribución de datos que es leptocúrtica según indica el alto valor del coeficiente de curtosis (más apuntada que la distribución normal) y el coeficiente de asimetría positivo es indicativo de que es moderadamente positiva, o sesgada a la derecha. También se presentan el histograma (figura IV.192 superior) y el histograma acumulado (figura IV.192 inferior) de la distribución de estas magnitudes. En el histograma destaca la ausencia de terremotos con magnitudes entre 2.6 y 2.9; la abundancia de terremotos de magnitudes bajas y la falta de terremotos de magnitudes superiores a 3.3, exceptuando el último terremoto que tuvo magnitud 4.8. Estas mismas características se aprecian también claramente en el histograma acumulado. De todos modos, no se debe perder de vista que se está considerando una serie sísmica que contiene pocos datos, lo que puede favorecer que algunas características de la distribución estadística que suelen requerir una cierta cantidad de datos para que sean robustas, no estén todavía perfectamente definidas. Este caso es un buen ejemplo de que la cantidad de terremotos de una serie sísmica no ha de ser siempre necesariamente elevada. Tanto este dato como otros que se pueden determinar en una serie sísmica son reflejo de alguna característica del complejo comportamiento de la fracturación que da origen al terremoto. Los datos de los terremotos que ya han ocurrido a partir de un momento determinado pueden ofrecer una información importante para que se pueda delimitar con cierta certeza lo que más probablemente pueda suceder posteriormente.

IV.6.2. Aplicación del método de la Simulación Condicional Geoestadística para calcular la energía del terremoto próximo más probable

Se opta por realizar el análisis variográfico de esta serie de una manera sistemática, o sea, cada cierto número de datos. Como esta serie sísmica ya había ocurrido hace algunos años, se ha considerado conveniente enfocar el análisis variográfico al contrario de como normalmente se realiza en el momento en que está ocurriendo una serie sísmica. De este modo, se comienza por analizar los casos en los que se dispone de mayor cantidad de datos, para ir estudiando la evolución del variograma a medida que se va prescindiendo de éstos. En la figura IV.193 se muestran el variograma experimental (cuadrados) calculado para los 36 primeros datos de la serie sísmica, el variograma teórico ajustado, $0.181 Esf(15)$, y la varianza (línea horizontal). La primera parte del variograma experimental, hasta h igual a 15, queda relativamente bien definida. Los siguientes valores son superiores al valor de la varianza, la meseta del variograma, e incluso quedan fuera de la escala vertical del

correlograma correspondiente aparece en la figura IV.194 (línea discontinua) incluyendo los valores de la correlación para el paso h correspondiente y el variograma teórico ajustado (línea continua), tipo *1.0 Esf (15)*, al variograma relativo experimental (cuadrados). De igual modo en las figuras siguientes, figuras IV.195 a IV.204, se presentan los variogramas y correlogramas para los demás casos considerados, 35, 30, 25, 20 y 15 primeros datos de la serie sísmica. Los datos de los variogramas teóricos ajustados para cada caso se incluyen en la tabla IV.29. Analizando con cierto detenimiento los variogramas experimentales, se observa que a medida que se tiene menor cantidad de datos aumenta la dispersión de los puntos alrededor de la función teórica ajustada. Incluso el valor de la meseta sólo queda claramente delimitado en el caso de 35 datos. En el caso de 36 datos, los valores del variograma experimental posteriores a h igual a 17 superan la escala del gráfico presentado, pero sí muestran la tendencia a estabilizarse. Si se consideran los casos de 20 y 15 datos, se observa que se está tratando con pocos datos y que los valores posteriores al valor del alcance muestran poca robustez, en el primer caso, o bien prácticamente no se llega a alcanzar el valor de la meseta por falta de datos, en el segundo caso. En ambos, sólo es posible ajustar un variograma teórico del mismo tipo que en los casos con más datos porque previamente se conocían éstos. En el momento en que se estuviera produciendo la serie sísmica sería difícil en la práctica llegar a ajustar este tipo de variogramas a los experimentales.

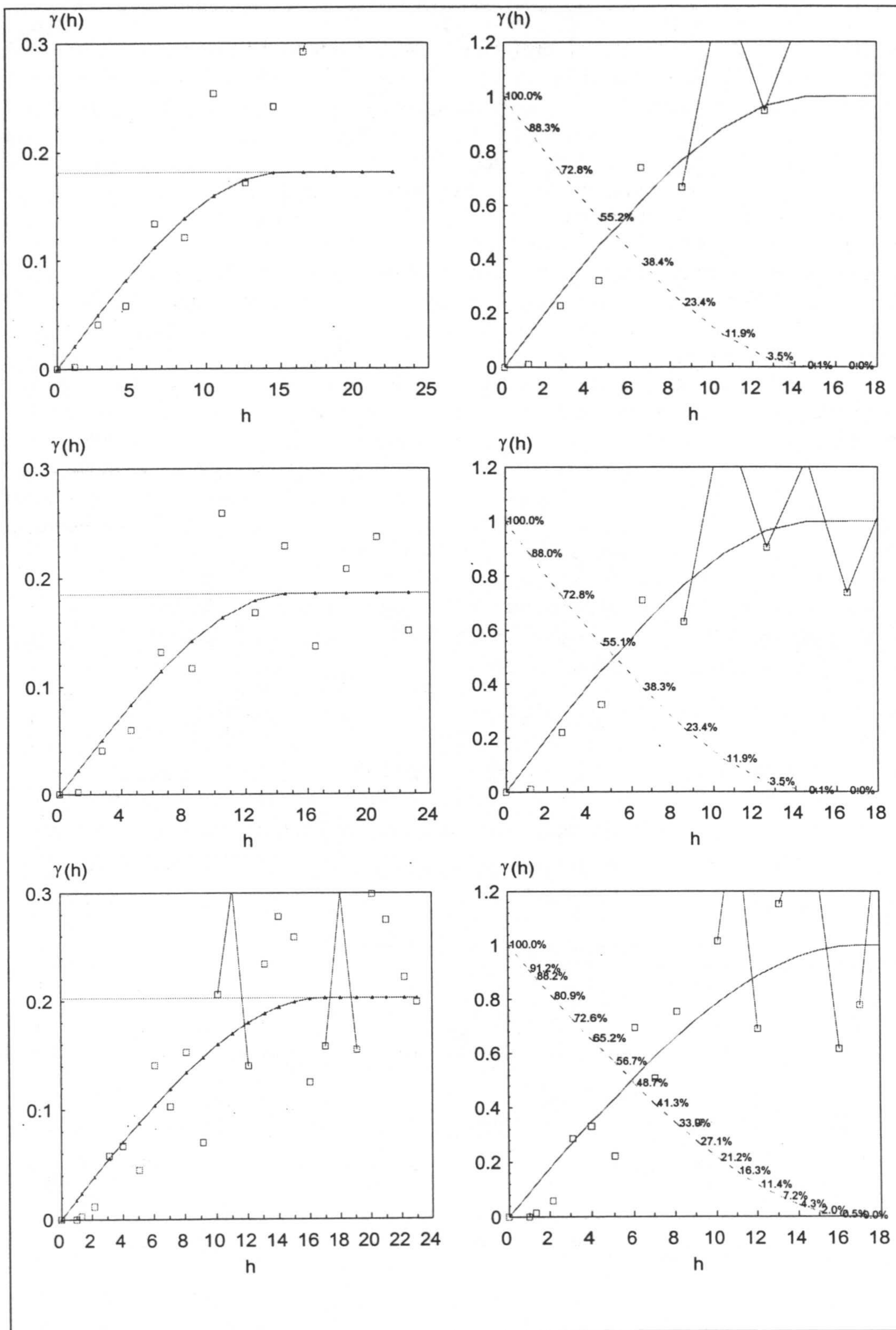
Los variogramas teóricos ajustados a los variogramas relativos son en todos los casos del mismo tipo que los ajustados a los variogramas experimentales, teniendo en cuenta que el valor de la meseta es igual a 1.

A la vista de todo lo anterior, se optó por considerar adecuado el uso de los 5 puntos más próximos para el cálculo del krigeaje (que implica un grado de certeza superior al 50% en todos los casos según se deduce de los correlogramas), en todos los casos excepto en el caso 2, con 35 datos, en el que se estimó conveniente debido a la mayor robustez del variograma experimental y el mejor ajuste del variograma teórico, considerar los 7 puntos más próximos (grado de certeza superior al 38%).

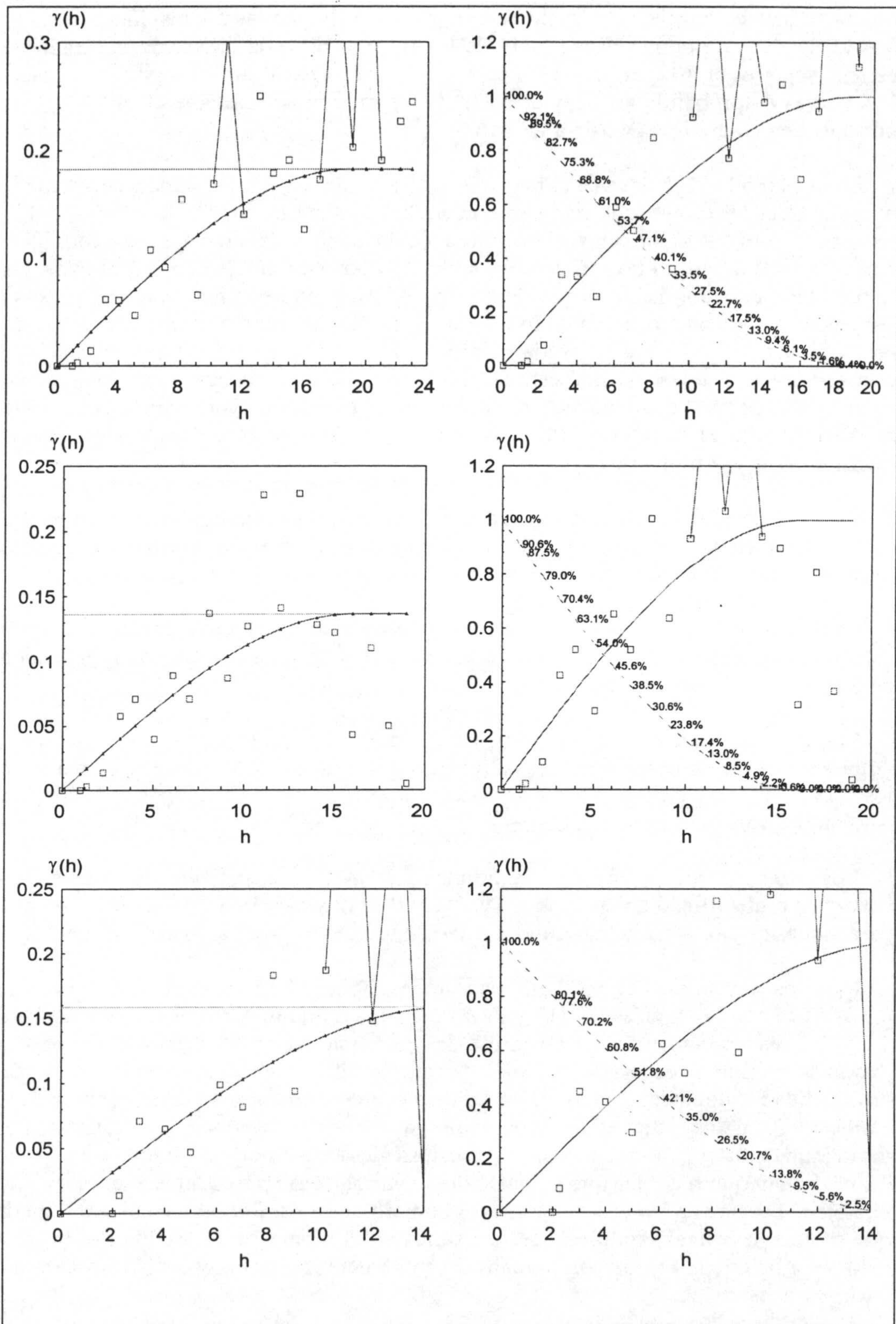
Tabla IV.29. Resultados del análisis variográfico para la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (1979-1980)

Caso	Nº de datos (del 1 al n)	Incremento del paso h	Nº de parejas	Varianza	Variograma teórico ajustado
1	36	2	545	0.1815	0.181 Esf (15)
2	35	2	512	0.1858	0.186 Esf (15)
3	30	1	312	0.2029	0.203 Esf (17)
4	25	1	245	0.1828	0.183 Esf (19)
5	20	1	150	0.1363	<i>0.136 Esf (16)</i>
6	15	1	76	0.1585	<i>0.158 Esf (15)</i>

En cursiva: Estos variogramas no se hubieran podido deducir conociendo sólo estos datos. Se han ajustado siguiendo el modelo empleado para los casos con mayor cantidad de datos.



Figuras IV.193 a IV.198 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Variogramas (izquierda) y correlogramas (derecha) calculados para la serie sísmica cercana a las Islas Virgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). De arriba a abajo: 36, 35 y 30 primeros datos de la serie sísmica. Los correlogramas incluyen el porcentaje de correlación que representa cada punto. Las líneas que aparecen entre los cuadraditos de los variogramas experimentales indican puntos que quedan fuera de la escala.



Figuras IV.199 a IV.204 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Variogramas (izquierda) y correlogramas (derecha) calculados para la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). De arriba a abajo: 25, 20 y 15 primeros datos de la serie sísmica. Los correlogramas incluyen el porcentaje de correlación que representa cada punto. Las líneas que aparecen entre los cuadraditos de los variogramas experimentales indican puntos que quedan fuera de la escala.

Según se deduce también de los correlogramas, se calculan las simulaciones para los dos terremotos siguientes a cada uno de los últimos de cada caso, con un grado de certeza superior al 80% en todos los casos y superior al 88% en los 4 primeros casos. Las curvas de probabilidad de ocurrencia de los próximos terremotos a cada caso se presentan en las figuras IV.205 a IV.216.

En la figura IV.205 destaca el hecho de que esta curva no refleja adecuadamente la magnitud del terremoto que realmente acontecería posteriormente, de magnitud 4.8. Este terremoto es el de mayor magnitud de la serie y como ya se especificó al comentar este método, no era posible poder estimar con antelación, a partir de los terremotos ocurridos hasta el momento, que la magnitud cambiara bruscamente su tendencia, siendo superior a la de todos los terremotos anteriores. Según esta curva de probabilidad, la magnitud esperada máxima era de 3.3, y el cambio de tendencia de esta serie no se hubiera podido estimar. La figura IV.206 es la curva de probabilidad calculada a partir de 36 datos, sin incluir el terremoto mayor, para el que sería hipotéticamente el terremoto 38 de la serie, si ésta siguiera las pautas que había definido hasta ese momento.

La figura IV.207 es la curva calculada para el terremoto número 36, que realmente fue de magnitud 2.3, plenamente coincidente con lo simulado. En este caso el máximo terremoto esperado era de magnitud 3.4.

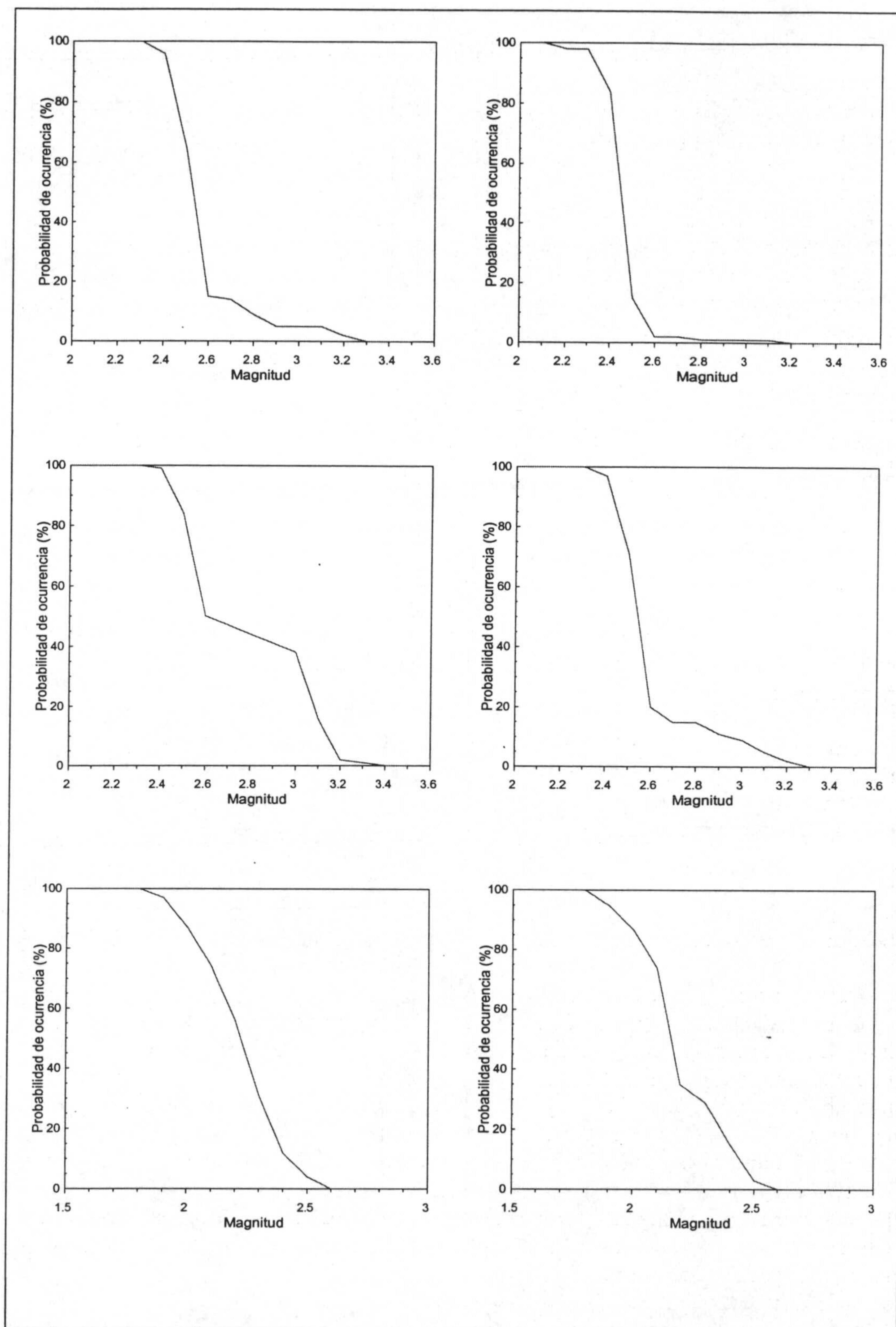
La figura IV.208 corresponde al cálculo del segundo terremoto a partir de conocer sólo los primeros 35 datos. Se le pueden aplicar los mismos comentarios realizados para la figura IV.205 unas líneas más arriba.

Las figuras IV.209 y IV.210 son las curvas de probabilidad de los terremotos números 31 y 32 de la serie, ambos de magnitud real igual a 2.4, calculadas a partir de los primeros 30 terremotos. Como se puede comprobar la máxima magnitud esperada para ambos casos era igual a 2.6.

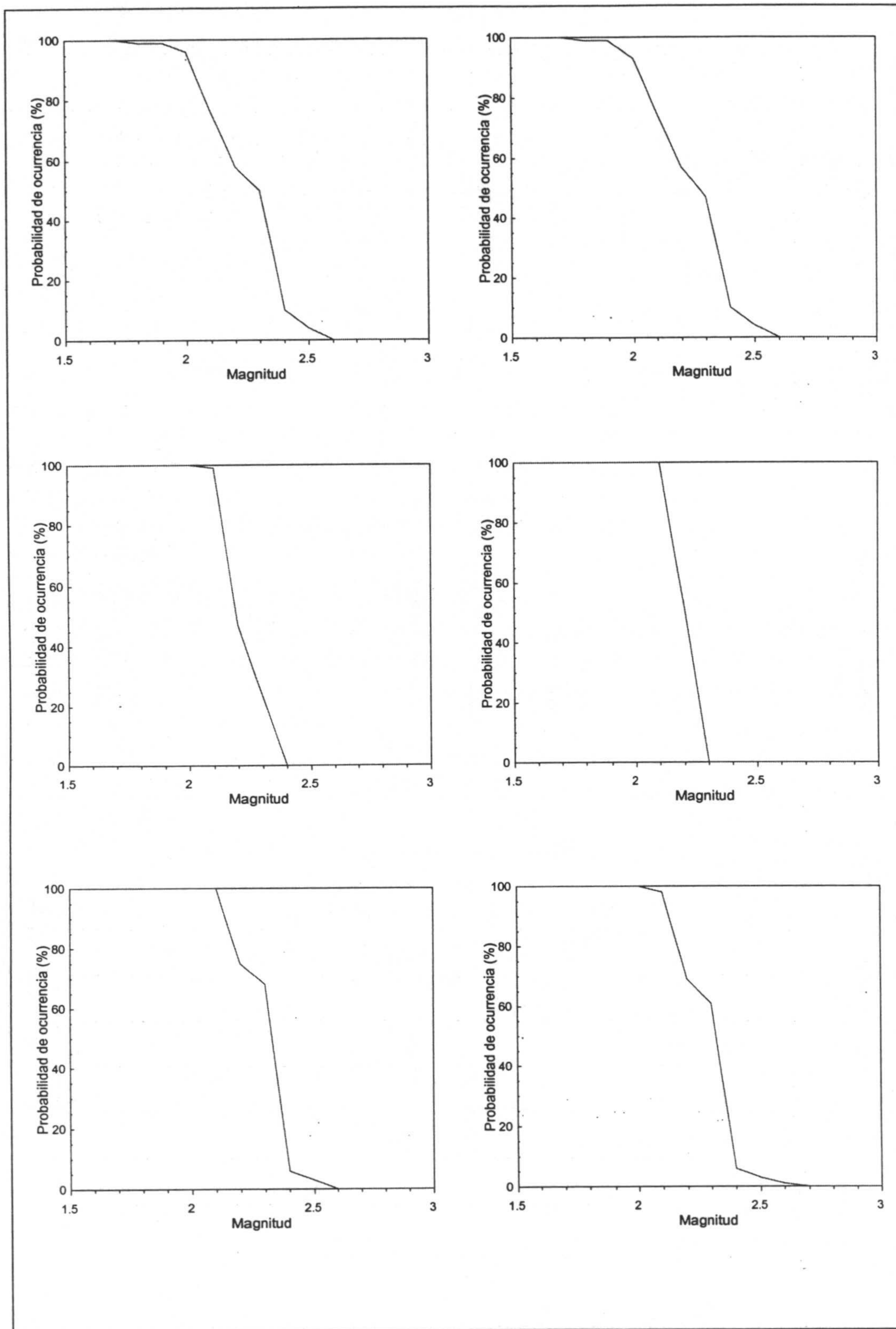
Los terremotos 26 y 27 de magnitudes 2.4 y 1.7, respectivamente, tienen sus curvas de probabilidad en las figuras IV.211 y IV.212 y la magnitud máxima esperada para ambas es 2.6. Ambas magnitudes están dentro de las probabilidades calculadas.

Para los terremotos 21 y 22 de magnitudes 2.5 y 2.1 se muestran las curvas de probabilidad en las figuras IV.213 y IV.214. La magnitud máxima esperada es igual a 2.4 y 2.3 respectivamente. La magnitud del terremoto 21 es 0.1 grados superior a la máxima magnitud esperada. La del terremoto 22 está dentro de la curva de probabilidad calculada. Como ya se comentó anteriormente, en este caso sólo se conocen 20 datos, que son pocos para garantizar la robustez y fiabilidad del variograma ajustado, aunque se incluyen estos cálculos a modo de ejemplo ilustrativo. También hay que recordar que el ajuste de un variograma teórico en este caso ha sido posible al basarse en los casos con mayor número de datos. Por ello, en el supuesto de que se estuviera analizando esta serie sísmica en el momento de producirse, hubiera sido en la práctica casi imposible realizar estos cálculos, por la falta de definición del variograma a ajustar.

Otro caso límite es el que se ha calculado conociendo los primeros 15 datos de la serie. Al igual que en el caso anterior, tampoco hubiera sido posible llegar a ajustar el tipo de variograma teórico que seguía esta serie al disponer sólo de estos datos. Este caso incluso en menor medida porque la cantidad de datos disponible es prácticamente inferior al alcance del propio variograma, por lo que la meseta queda



Figuras IV.205 a IV.210 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas calculadas mediante Simulación condicional Geoestadística para los terremotos números 37 y 38, 36 y 37, 31 y 32 de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). Obsérvese el parecido de las curvas calculadas para el terremoto 37, primer punto a partir de 36 datos y segundo punto a partir de 35 datos.



Figuras IV.211 a IV.216 (de izquierda a derecha y de arriba a abajo). Curvas de probabilidad de ocurrencia de terremotos de magnitudes determinadas calculadas mediante Simulación condicional Geoestadística para los terremotos números 26 y 27, 21 y 22, 16 y 17 de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). Las 4 últimas curvas presentan una forma un tanto recta, y son el reflejo de la pequeña robustez de los variogramas debido a la poca cantidad de datos considerados.

claramente indeterminada. Si se analizan los valores de las varianzas o de las mesetas de los variogramas para cada caso (las dos últimas columnas de la tabla IV.29), se infiere que en los cuatro primeros casos estos valores son muy parecidos, y al contrario, en los dos últimos casos estos valores tienden a tener cierta dispersión. No obstante, con el variograma ajustado se calcularon las curvas de probabilidad de los terremotos 16 y 17, a partir de los datos de los 15 primeros terremotos. Las magnitudes de los terremotos que realmente acontecieron son 1.9 y 2.4, ambas dentro de las respectivas curvas de probabilidad calculadas por simulación. Las máximas magnitudes esperadas eran igual a 2.6 y 2.7, respectivamente.

IV.6.3. Aplicación del método de los paquetes de energía para calcular la energía del terremoto próximo más probable

Si se analiza la evolución secuencial de las magnitudes de los terremotos de esta serie sísmica (figura IV.190), destacan 4 terremotos de magnitud igual o superior a 3.0 grados que será la considerada como magnitud umbral. Se definen por tanto 4 paquetes cuya energía expresada como la magnitud del terremoto que liberara una energía equivalente se indica en la figura IV.217. Esta misma energía de cada paquete es la que se compara en la figura IV.218, destacando el nivel muy superior de la energía del último paquete que viene determinada mayoritariamente por la del terremoto de magnitud 4.8. También se incluye la figura IV.219 en la que aparecen representados los valores de estos paquetes de energía según el momento en el que se completaron, destacando el hecho de que los intervalos temporales entre paquetes de energía son sucesivamente decrecientes.

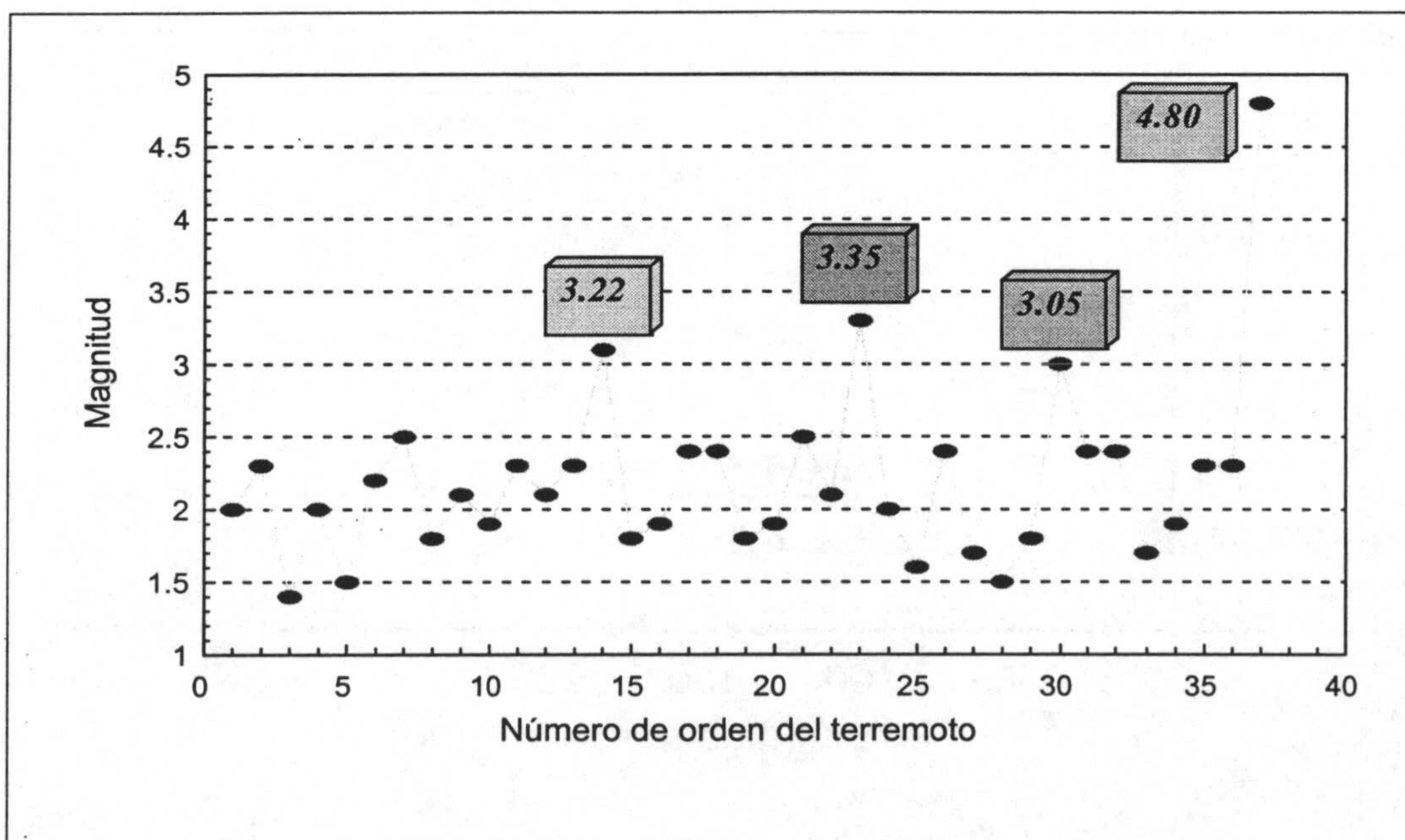


Figura IV.217. Paquetes de energía definidos, considerando como magnitud umbral 3.0, para la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). Los tres primeros paquetes calculados tienen valores semejantes, que se ven ampliamente superados por el último terremoto de magnitud 4.8. En este último paquete se constata la poca energía aportada por los terremotos anteriores (del 31 al 36) debido a su baja magnitud respecto al terremoto principal.

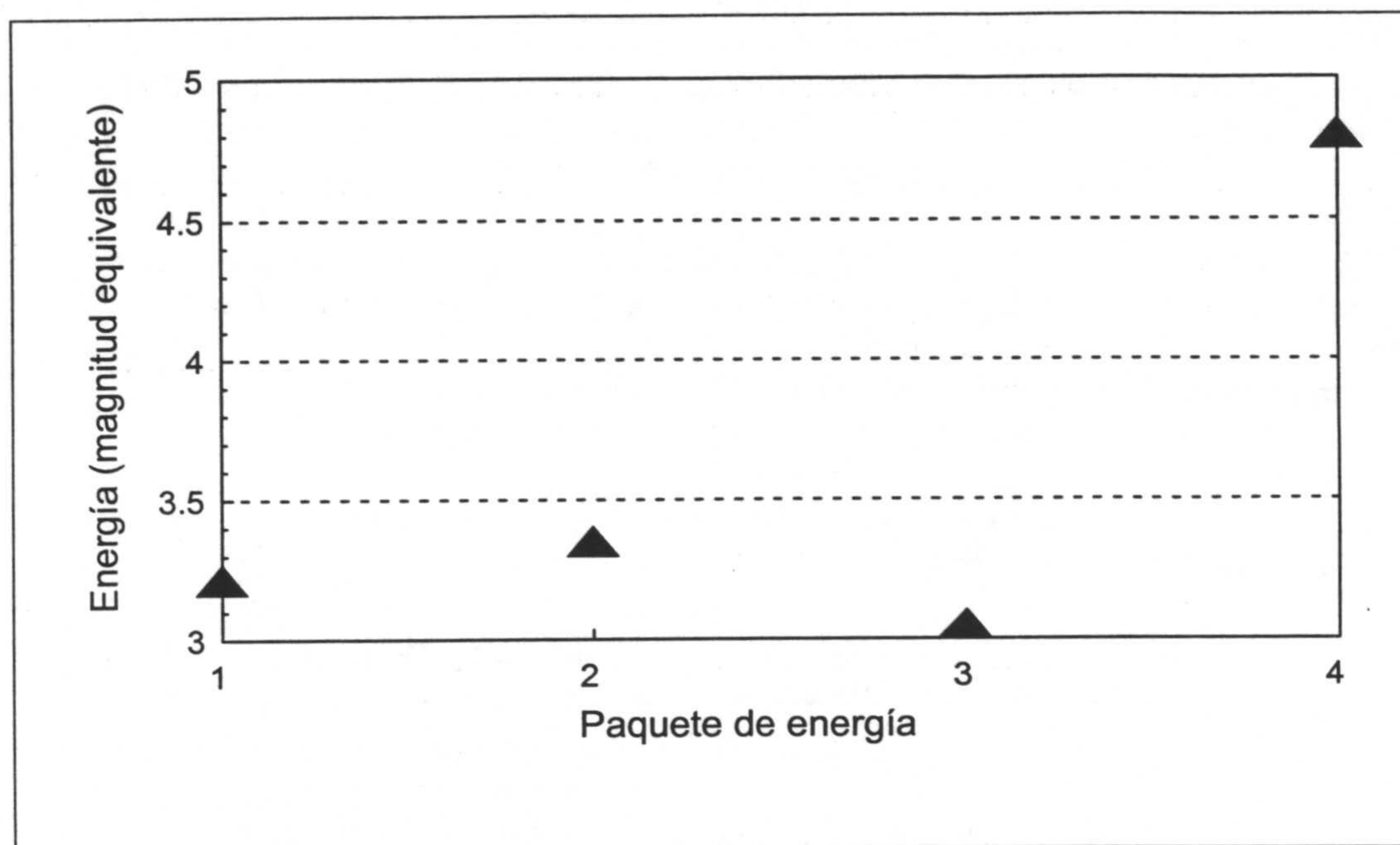


Figura IV.218. Energía expresada como la magnitud de un terremoto que liberara una energía equivalente, de cada uno de los paquetes de energía definidos para la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). Los tres primeros paquetes calculados tienen valores semejantes, que se ven ampliamente superados por el último terremoto de magnitud 4.8. En este último paquete se constata la poca energía aportada por los terremotos anteriores (del 31 al 36) debido a su baja magnitud respecto al terremoto principal.

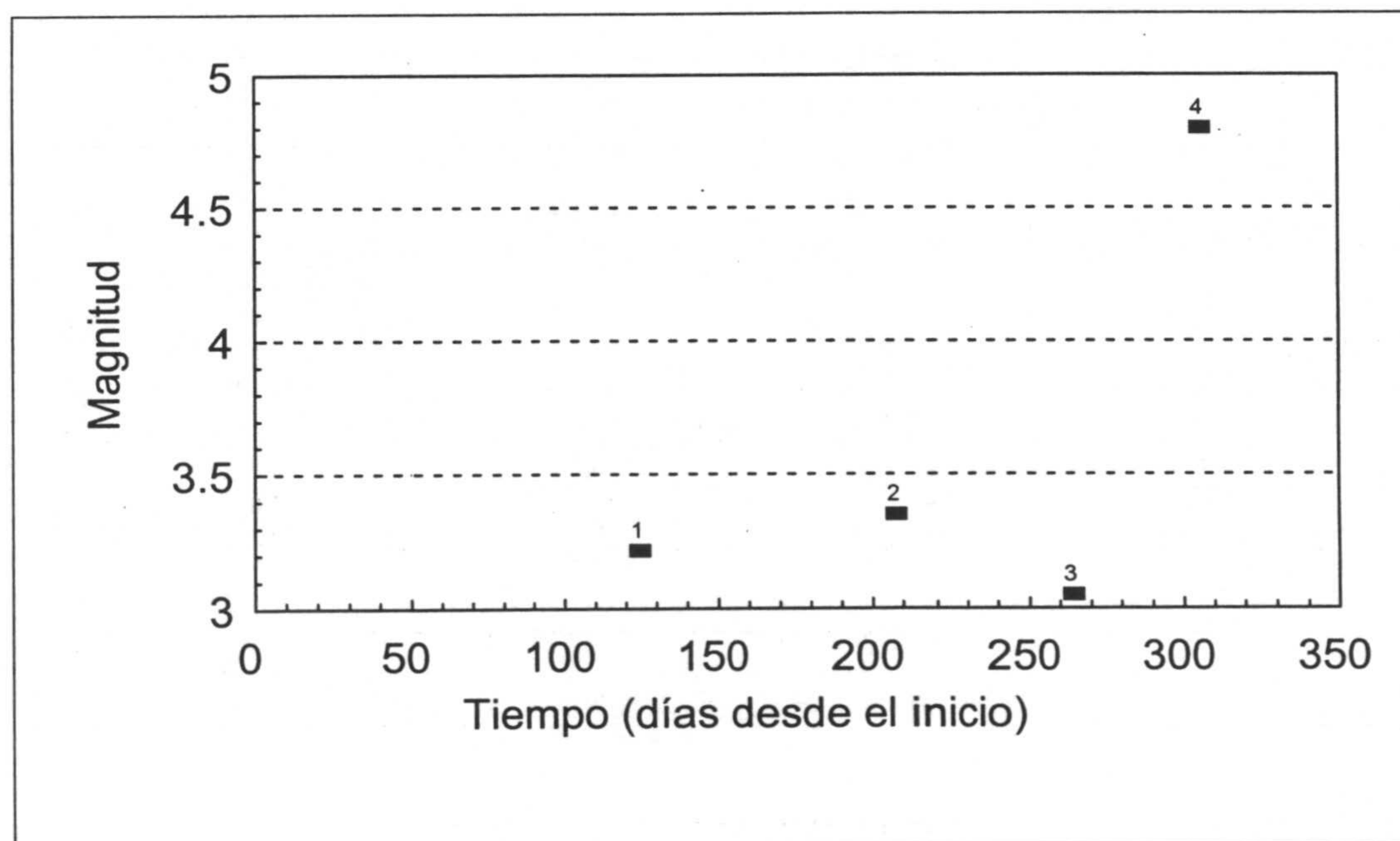


Figura IV.219. Paquetes de energía liberados a lo largo del tiempo en la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980), considerando 3.0 como magnitud umbral. En los tres primeros paquetes la energía es semejante pero en el último paquete la energía crece a un nivel muy superior. A diferencia de la anterior figura en ésta se aprecia la separación temporal existente entre los paquetes de energía.

Tabla IV.30. Paquetes de energía definidos para la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (1979-1980), si se considera 3.0 como magnitud umbral

Paquete n°	Energía (Magnitud equivalente)	Energía media (Magnitud equivalente)
1	3.22	3.22
2	3.35	3.29 ± 0.06
3	3.05	3.21 ± 0.12
4	4.8	3.61 ± 0.70

Tabla IV.31. Resultados del cálculo de magnitudes de los principales terremotos mediante el método de los paquetes de energía para la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (1979-1980)

Terremoto n°	E_s (N·m)	E_s (Mag. eq.)	E_L (N·m)	E_L (Mag. eq.)	E_Q (N·m)	E_Q (Mag. eq.)	M_r	$M_r - E_Q$
23	8.51E+13	3.22	2.19E+13	2.83	6.32E+13	3.13	3.3	0.17
30	8.51E+13	3.22	7.89E+12	2.53	7.72E+13	3.19	3	-0.19
30	1.07E+14	3.29	7.89E+12	2.53	9.86E+13	3.26	3	-0.26
30	1.33E+14	3.35	7.89E+12	2.53	1.25E+14	3.33	3	-0.33
37	5.32E+13	3.08	1.85E+13	2.78	3.47E+13	2.96	4.8	1.84
37	8.13E+13	3.21	1.85E+13	2.78	6.28E+13	3.13	4.8	1.67
37	1.24E+14	3.33	1.85E+13	2.78	1.06E+14	3.28	4.8	1.52

Leyenda:

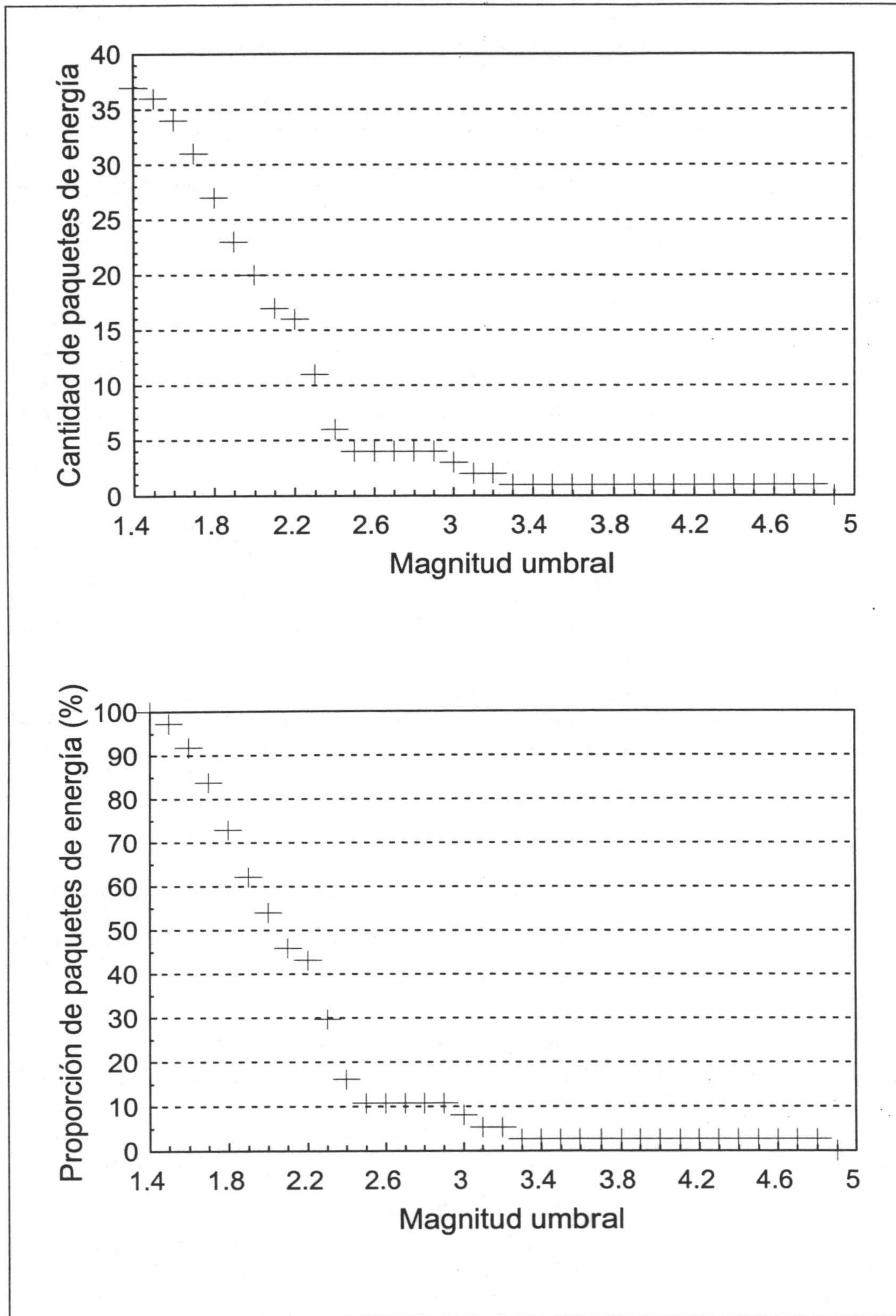
E_s es la energía total supuesta para el paquete de energía.

E_L es la energía ya liberada en el paquete de energía en el momento de hacer el cálculo.

E_Q es la energía que queda por liberarse para completar el paquete de energía.

Mag. eq.: Magnitud equivalente. Magnitud de un terremoto que liberara una energía equivalente a la considerada.

M_r : Magnitud del terremoto que ocurrió en la realidad.



Figuras IV.220 (arriba) y IV.221 (abajo). Cantidad de paquetes de energía definidos para cada magnitud umbral considerada dentro de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). La figura superior presenta cantidades absolutas y la inferior proporciones respecto al total.

Realmente, en esta serie no hubiera sido posible adelantar el incremento tan brusco de energía que representa el último paquete de energía, respecto al nivel medio que se seguía hasta ese momento. Suponiendo que se conocieran los primeros 14 datos, que ya forman un paquete de magnitud superior a 3, se asigna el mismo valor de energía al siguiente posible paquete de energía y se va descontando la energía de los terremotos que van ocurriendo, del 15 al 22. De esta manera se estima la energía que quedaría por liberarse para completar el paquete. Así, sucesivamente a medida que se van incorporando datos se puede calcular la magnitud del terremoto que tuviera una energía equivalente para completar cada paquete. Los resultados calculados se comparan con las magnitudes de los terremotos que realmente sucedieron y todos estos cálculos se adjuntan en las tablas IV.30 y IV.31.

En el primer caso, como sólo se conoce el primer paquete de energía, la energía que se supone para el siguiente paquete es la misma. Este cálculo se realiza a modo de ejemplo, ya que en el momento en el que estuviera sucediendo la serie sísmica seguramente no se tendría la seguridad suficiente como para afirmar que esa energía constituye un paquete energético dentro de la serie. A medida que se supone que se conocen más datos y se cuenta con al menos dos paquetes de energía definidos, se calcula el valor medio de su energía (tabla IV.30). Estos valores medios son los que se asignan al próximo paquete como energía supuesta que puede llegar a contener dicho paquete a partir de un cierto momento. A la energía supuesta se le resta la energía de los terremotos que van apareciendo y que van conformando el paquete de energía. La energía resultante es la que se estima que queda por liberarse dentro del paquete para completar éste.

En el caso del terremoto número 23, que será el que complete el segundo paquete, la energía calculada informaba que quedaba por aparecer al menos un terremoto de magnitud 3.1 y el que realmente ocurrió fue de magnitud 3.3. Hay que tener en cuenta que en este caso solamente se conocía el valor de la energía de un solo paquete anterior.

Para el terremoto número 30, como ya se cuenta con la energía de dos paquetes se calcula el valor medio y la desviación típica, que definirá el grado de precisión para este cálculo. Los resultados obtenidos se pueden ver en la tabla IV.31, comprobándose que la magnitud del terremoto que realmente aconteció fue inferior en unas 3 décimas de grado de magnitud.

De manera similar se hacen los cálculos para el terremoto 37, que completará el último paquete de energía. Este terremoto de magnitud 4.8 fue de un nivel de energía muy superior a lo acontecido hasta ese momento y realmente no se podía contar con ningún criterio que a priori hiciera pensar que pudiera aparecer. Los cálculos informaban de la posibilidad de que el terremoto tuviera una magnitud entre 3 y 3.3 grados.

Por último, se presentan la cantidad de paquetes de energía de esta serie sísmica para cada magnitud umbral especificada, tanto en valor absoluto de cantidad de paquetes (figura IV.220) como en la proporción que cada cantidad representa respecto al total (figura IV.221). Obviamente, la cantidad que corresponde con la mínima magnitud, en este caso 1.4, es coincidente con el número de terremotos de la serie. Destaca la ausencia de paquetes entre magnitudes 2.5 y 2.9, y entre 3.4 y 4.7.

IV.6.4. Aplicación del método de Varnes y Bufe para la previsión de la temporización del próximo terremoto más probable

Con esta serie sísmica Varnes y Bufe (1996) exponen e ilustran el método, ya explicado en el capítulo correspondiente, para calcular el tiempo del posible próximo terremoto importante dentro de la serie sísmica, basándose en los intervalos de tiempo definidos (figura IV.222) mediante la liberación de energía de la propia serie. Se definen 4 intervalos cuya longitud se observa que es paulatinamente decreciente, definidos por los terremotos números 7, 14, 23, 30 y 37. Todos estos datos y algunos más se incluyen en la tabla IV.32. El tiempo origen (GMT) es las 00:00 horas del día del primer terremoto de la serie.

Representando los puntos determinados por los pares de valores (T_i, T_{i+1}) posibles (figura IV.223) y calculando la función que mejor ajusta a estos puntos se obtiene la recta de ecuación:

$$T_{i+1} = [0.776 \pm 0.051] T_i + [105.862 \pm 6.552] \quad [117]$$

A partir de la ecuación de esta recta se puede calcular T_5 introduciendo el valor de T_4 , obteniendo el resultado siguiente:

$$T_5 = 311.200 \pm 6.603 \text{ días}$$

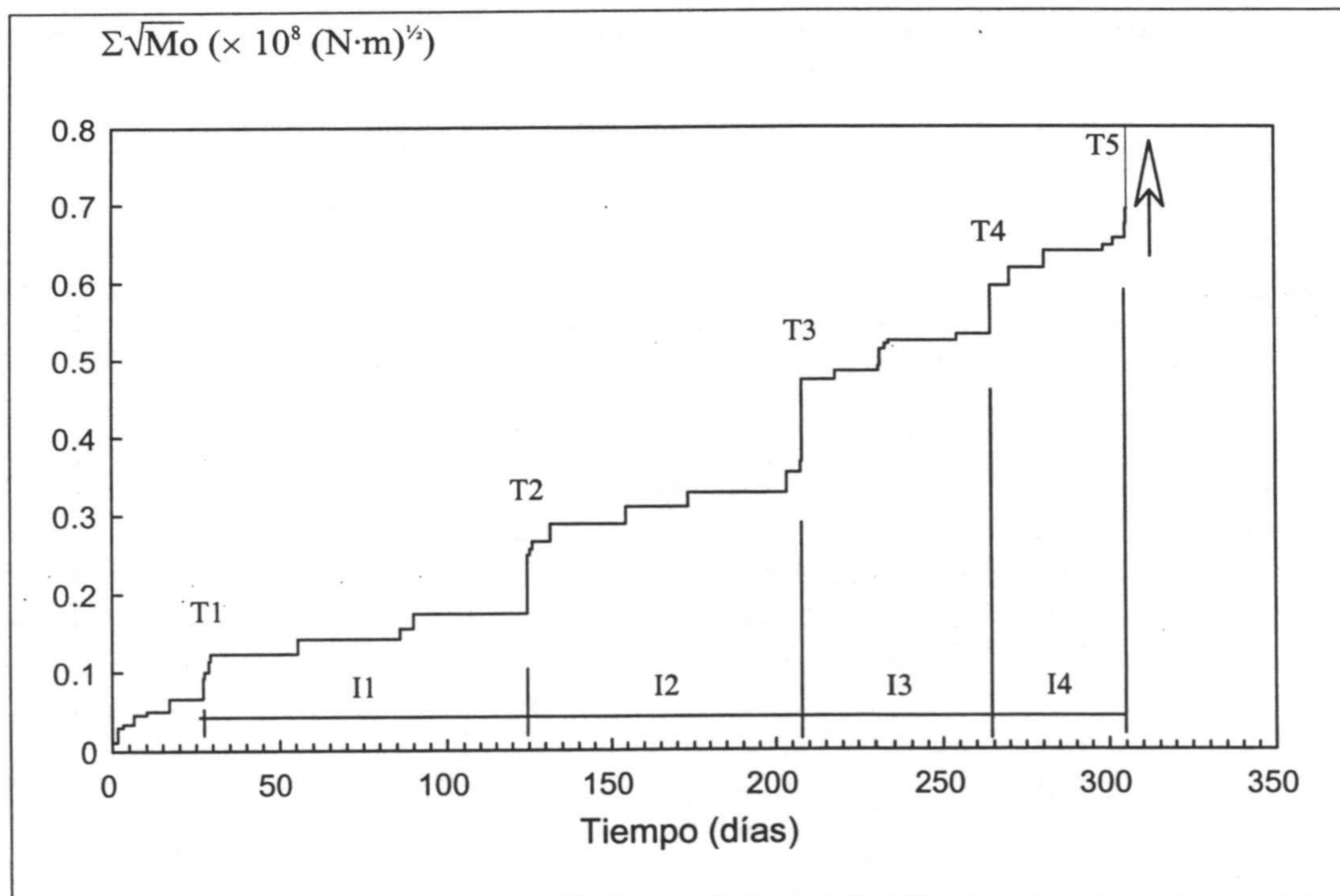


Figura IV.222. Crecimiento temporal acumulado de la energía de los terremotos de la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). Se indican los intervalos I_i definidos por los terremotos relativamente más fuertes T_i . Se incluye una flecha situada al lado del último terremoto T_5 para resaltar que su energía supera ampliamente la escala gráfica, aunque ésta se mantiene en estos niveles para poder observar con mayor nitidez los detalles de los intervalos previamente definidos.

Tabla IV.32. Datos de los intervalos temporales definidos por los saltos en la relajación de la energía, para la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (1979-1980).

Nombre	Terremoto n°	Magnitud	Tiempo (días) GMT	Intervalo	Longitud del intervalo (días)	Magnitud equivalente del intervalo	Razón $I_{(i+1)}/I_i$	$T_{final} - T_i$
T1	7	2.5	27.41					278.31
				I1	97.27	3.19		
T2	14	3.1	124.68				0.86	181.04
				I2	83.33	3.35		
T3	23	3.3	208				0.68	97.71
				I3	56.47	3.05		
T4	30	3	264.48				0.73	41.24
				I4	41.24	4.8		
T5	37	4.8	305.72				0	0

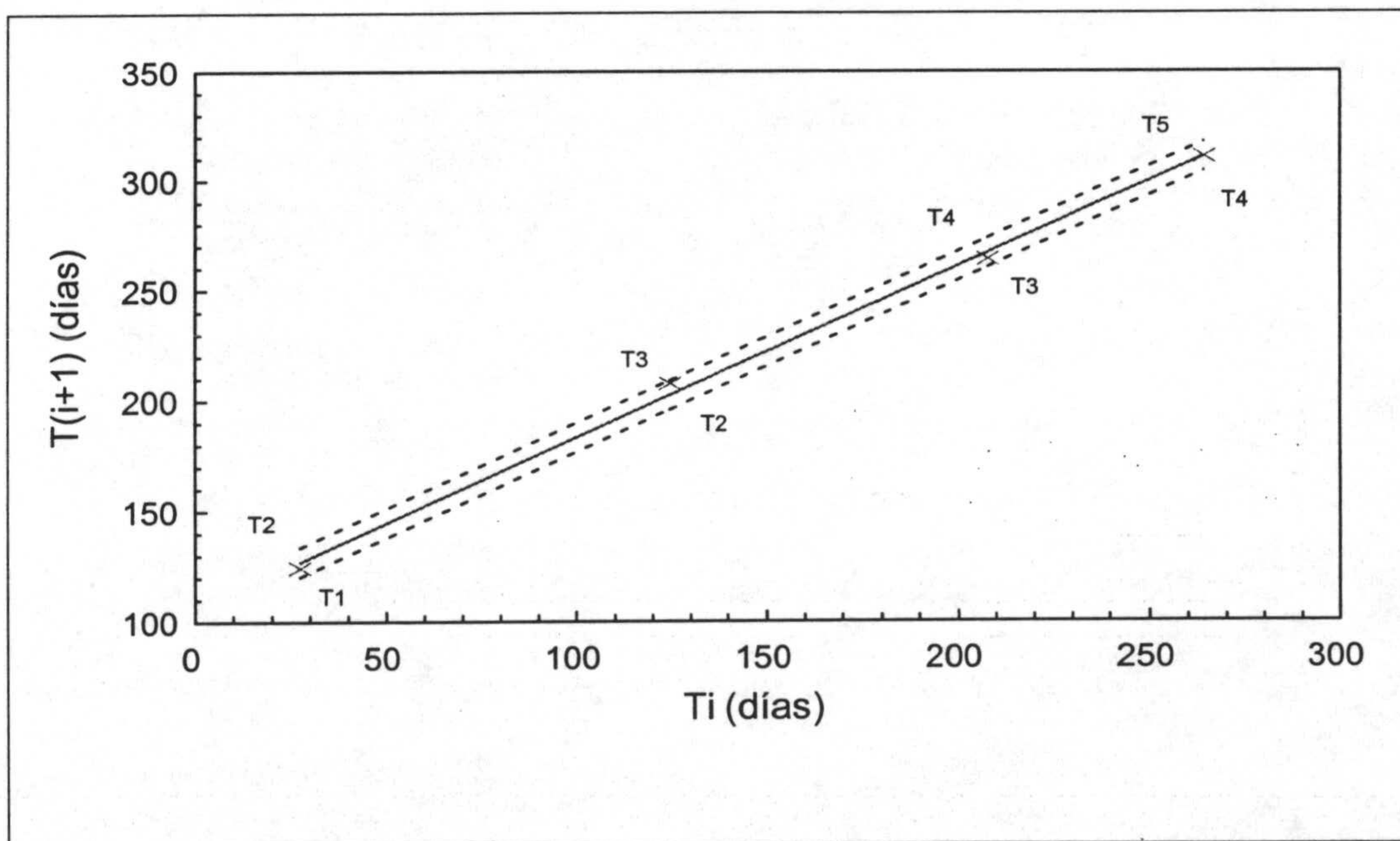


Figura IV.223. Cálculo de T_5 a partir de la recta ajustada a los pares de puntos que forman los tiempos anteriores que delimitan los intervalos de crecimiento de la energía, para la serie sísmica cercana a las Islas Vírgenes (15 de Abril de 1979 - 14 de Febrero de 1980). Las rectas punteadas delimitan los márgenes de error determinados por el ajuste de la recta y marcan el intervalo de precisión con el que se efectúa el cálculo.

El valor de T_3 que aconteció realmente fue igual a 305.716, es decir, el terremoto real ocurrió 5.5 días antes de lo calculado, pero dentro del intervalo de confianza dado. Por lo tanto, en esta serie sísmica hubiera sido posible calcular el tiempo en el que ocurriría el último terremoto con 41 días de antelación, ya que este es el tiempo que separa T_4 , que es el último dato que hace falta conocer, de T_5 .

Como la serie sísmica no tiene muchos datos y en realidad sólo se pueden definir 4 intervalos temporales, la recta se ha ajustado a partir de 3 puntos que es la mínima cantidad de puntos para que el ajuste de dicha recta sea mínimamente fiable. Pero es posible plantear a modo de ejercicio qué hubiera ocurrido si, en el supuesto caso de estar viviendo la ocurrencia de la serie sísmica, se calculara T_3 a partir de los datos anteriores. Como solamente se cuenta con dos puntos, (T_1, T_2) y (T_2, T_3) la recta definida por ambos es única:

$$T_{i+1} = 0.857 T_i + 101.196 \quad [118]$$

No hay errores de ajuste por lo que tampoco se puede definir un intervalo de confianza. Si se introduce el valor de T_3 en esta ecuación se obtiene como resultado el valor de T_4 , 279.390 días desde el comienzo de la serie. Comparando este valor con el que realmente sucedió, 264.477, se puede deducir que el valor simulado presenta un retraso de 14.914, casi 15 días respecto al valor real. Aunque este resultado puede parecer malo, se conviene que no lo es tanto si se tiene en cuenta la poca cantidad de datos que han intervenido (23, un 62% de los datos de la serie completa), así como que este cálculo se hubiera podido realizar unos 56 días y medio antes de que realmente ocurriera el terremoto número 30 que delimita T_4 .

IV.7. Estudio de un caso límite en tiempo real: La serie sísmica de Granada, Junio de 1998

Esta serie sísmica comenzó el Jueves día 4 de Junio de 1998, a las 17:38 hora GMT o 19:38 hora local, con dos terremotos de magnitud 3.1 que ocurrieron muy seguidos y que se pudieron sentir en el Observatorio de Cartuja, sede actual del Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, como dos sacudidas repentinas, bruscas y muy seguidas que produjeron movimiento sensible del suelo y que estuvieron acompañadas de ruido de transmisión aérea. Fueron sentidos por una amplia proporción de la población de Granada y algunos pueblos limítrofes. Se les asignó una intensidad máxima IV en la escala MSK. A éstos les siguieron otros microterremotos y un par de horas más tarde se produjo otro de magnitud 3.2 y que también fue sentido por una parte de la población.

Durante la madrugada del jueves día 4 al viernes día 5 se produjeron algunos microterremotos más (ver tabla IV.33). Durante la mañana del viernes día 5 se localizaron (ver figura IV.224) los terremotos y con los datos que se disponían hasta ese momento, los primeros 14 terremotos, se procedió a aplicar los 3 métodos de cálculo y simulación.

En primer lugar se llevó a cabo el análisis de la evolución secuencial y temporal de la actividad sísmica cuyos resultados se presentan en las figuras IV.225 y IV.226. En la primera de estas figuras se observa que la tendencia predominante es la disminución de la magnitud a lo largo del tiempo.

Tabla IV.33. Datos de la serie sísmica de Granada (Junio de 1998)

Número	Fecha	Hora	Minuto	Segundo	Magnitud
1	4 Junio 1,998	17	38	16.66	3.1
2	4 Junio 1,998	17	38	22.72	3.1
3	4 Junio 1,998	19	28	51.41	2.5
4	4 Junio 1,998	19	32	44.52	3.2
5	4 Junio 1,998	19	34	49.19	2.3
6	4 Junio 1,998	19	47	39.59	2.5
7	4 Junio 1,998	20	10	19.34	2.1
8	4 Junio 1,998	23	37	16.48	2.2
9	4 Junio 1,998	24	0	15.47	2.3
10	5 Junio 1,998	2	5	3.96	2.1
11	5 Junio 1,998	2	32	29.93	2
12	5 Junio 1,998	4	21	4.07	1.9
13	5 Junio 1,998	6	19	10.13	2.4
14	5 Junio 1,998	8	49	29.57	2
15	5 Junio 1,998	19	7	7.53	3.3

Fuente: Instituto Andaluz de Geofísica, Granada

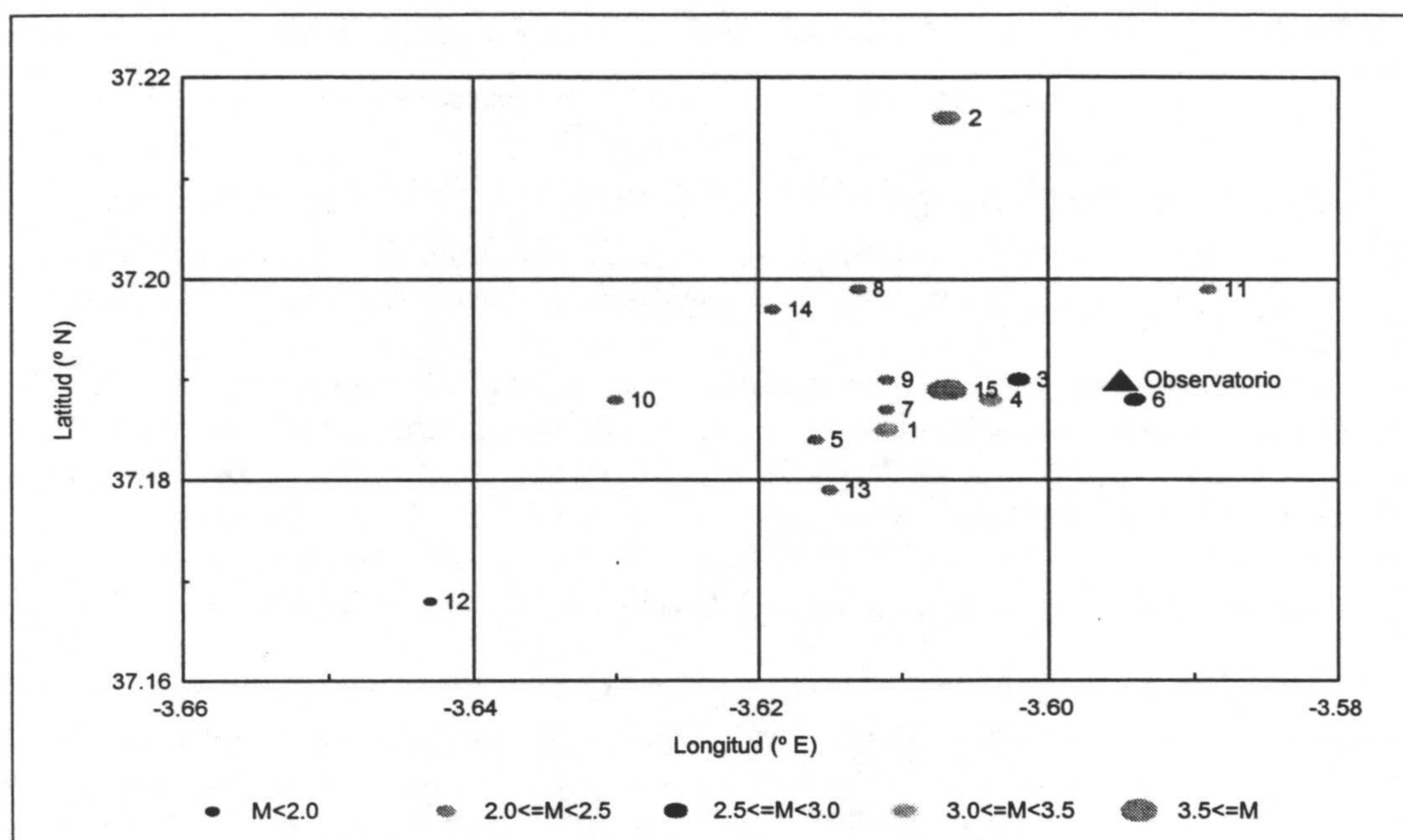
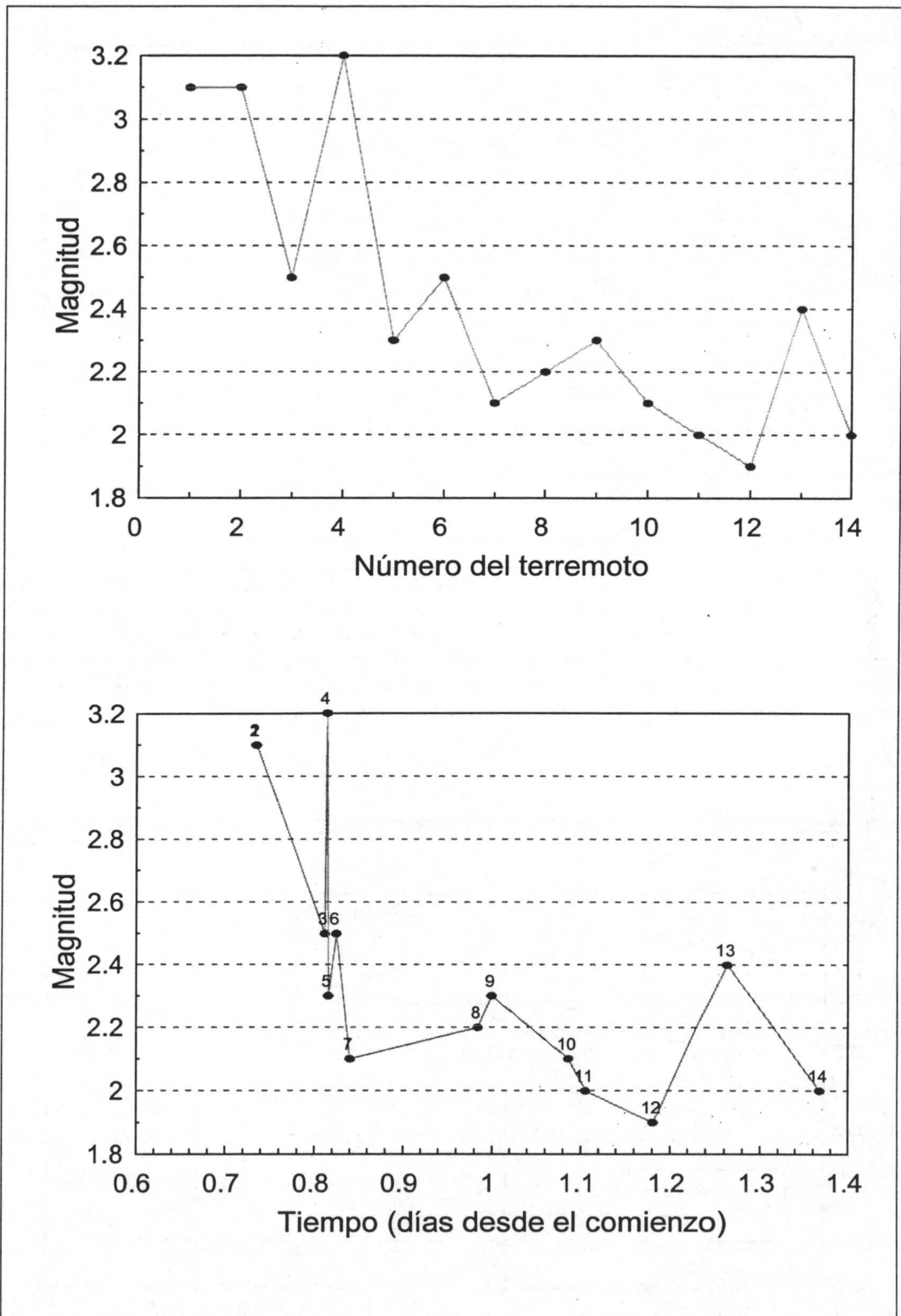


Figura IV.224. Mapa de localizaciones de los epicentros (la numeración indica la secuencia del orden en el que ocurrieron los terremotos y es la misma que la de la tabla IV.33) de la serie sísmica de Granada (Junio de 1998). Se indica también la situación del Observatorio de Cartuja, actual sede del Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, del cual provienen los datos que aquí se presentan.

Debido a la poca cantidad de datos de la serie era previsible que el análisis variográfico no diera buenos resultados debido a la escasa cantidad de parejas de datos que se pueden formar. Efectivamente, el variograma experimental calculado y representado en la figura IV.227, no responde a ningún tipo fácilmente definible de variograma teórico. Posiblemente a algún variograma sin meseta, pero realmente aunque así fuera tampoco sería válido para ejecutar la simulación condicional. Este tipo de variograma es semejante al obtenido para la serie de Landers con 60 datos y que no definía la estructura que con más datos aparecía claramente. La conclusión lógica que se puede deducir es que en este momento de la serie sísmica, Viernes 5 de Junio por la mañana (confróntese la fecha y hora del terremoto número 14 en la tabla IV.33, último conocido hasta el momento), no han acaecido los suficientes terremotos para que se defina una estructura que no sea ambigua entre ellos. Debido a ello no se pueden realizar los cálculos que permiten calcular la Simulación Condicional Geoestadística por la falta de una función variograma teórica que defina el carácter estructural entre los datos y a partir de la cual fuera posible simular las siguientes magnitudes.

Un análisis de los datos estadísticos básicos (tabla IV.34) también confirma la escasez de datos, reflejado en los valores del coeficiente de asimetría que indica un fuerte sesgo a la izquierda de la distribución y el coeficiente de curtosis que al ser muy alto indica una distribución muy platicúrtica, es decir mucho más plana que la normal y en la que no predomina una magnitud sobre las demás.

El siguiente método que se aplica es de Varnes y Bufe (1996) para la estimación de la temporización del posible próximo terremoto importante. Para ello se calcula la energía acumulada (figura IV.228) hasta ese momento, la correspondiente a los 14



Figuras IV.225 (superior) y IV.226 (inferior). Evolución secuencial y evolución temporal, respectivamente, de la serie sísmica de Granada (Junio de 1998). En la evolución secuencial se observa que la tendencia es a ir disminuyendo las magnitudes. En la figura inferior, la evolución temporal indica la práctica coincidencia en el tiempo de los dos primeros terremotos y la rapidez con la que se sucedieron los terremotos números 3 al 7, que se muestra como agrupamiento temporal de los mismos.

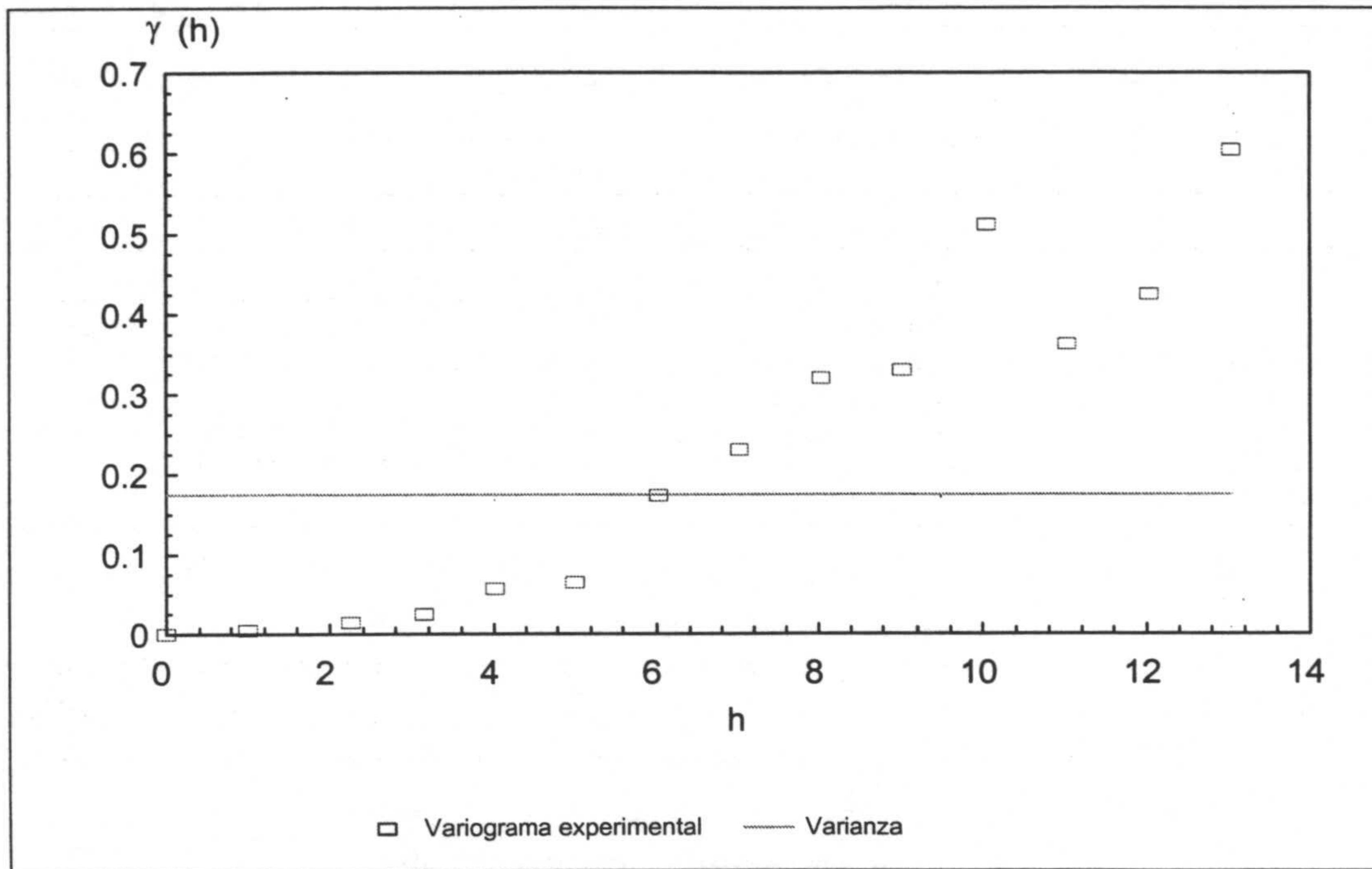


Figura IV.227. Variograma experimental calculado para los primeros 14 datos de magnitud de la serie sísmica de Granada (Junio de 1998). Debido a la escasa cantidad de parejas que se pueden formar con tan pocos datos, el variograma resultante no es aún definitivo de la estructura que pueda haber entre los mismos. Por otra parte, se observa que hay muchos puntos que superan el valor de la varianza, lo que indica la falta de un valor de meseta que defina el rango y el grado de correlación entre los datos.

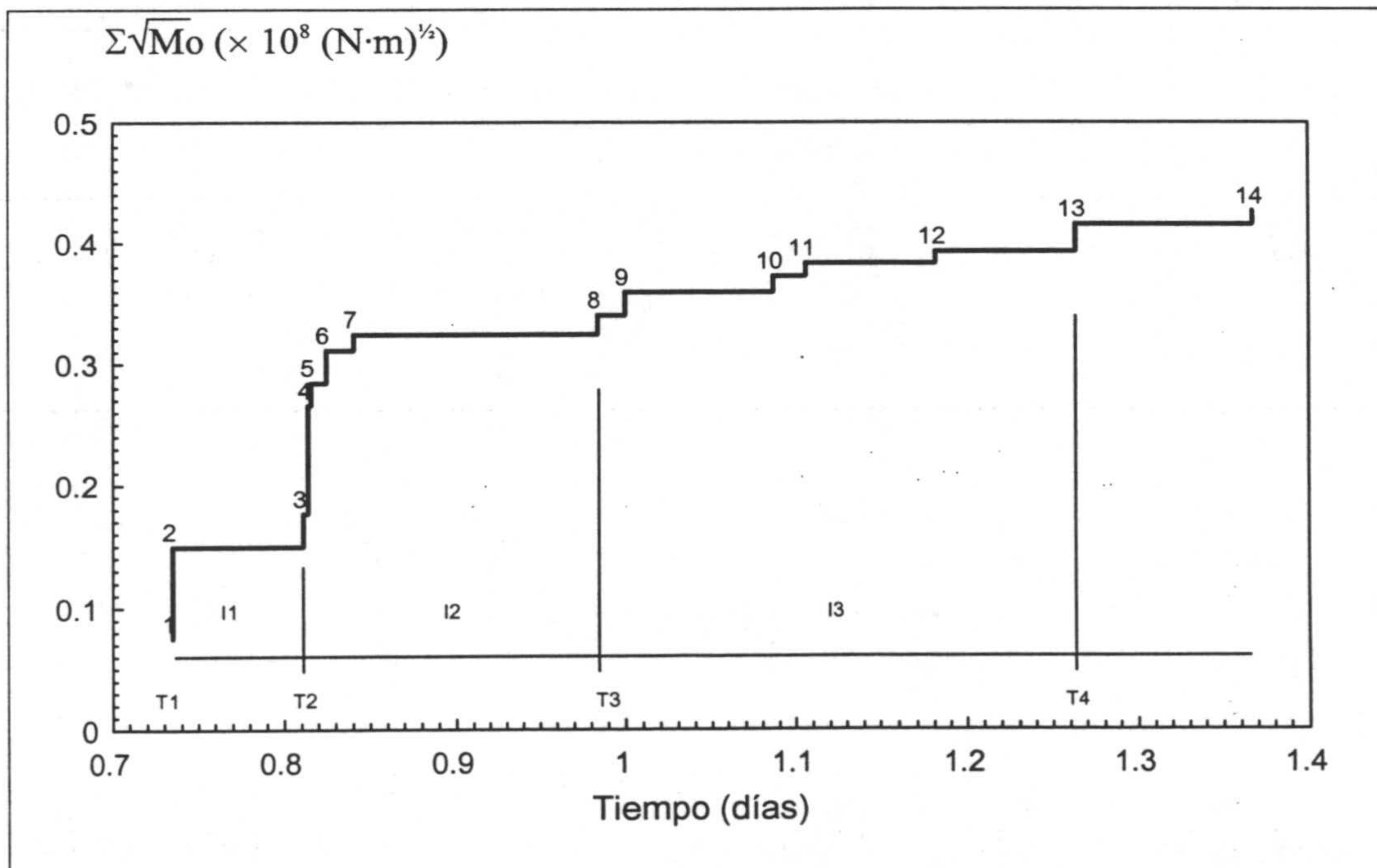


Figura IV.228. Energía acumulada para los primeros 14 datos de magnitud de la serie sísmica de Granada (Junio de 1998). Se representan los intervalos definidos entre tiempos que delimitan los saltos más importantes de la energía. Se observa que la longitud de los intervalos es creciente.

Tabla IV.34. Estadísticos básicos calculados para la magnitud de los 14 primeros terremotos de la serie sísmica de Granada (Junio de 1998)

<i>N</i>	<i>min</i>	<i>Q₁</i>	<i>M</i>	<i>m</i>	<i>Q₃</i>	<i>max</i>	σ^2	σ	<i>CV</i>	<i>M₃</i>	<i>CA</i>	<i>M₄</i>	<i>CC</i>	<i>Mo</i>	<i>R</i>	<i>RI</i>
14	1.9	2	2.3	2.4	2.5	3.2	0.17	0.42	17.4	-0.01	-0.14	0.29	8.08	2	1.3	0.5

N: Número de datos *max*: Valor máximo *M₄*: Momento central de 4º orden
min: Valor mínimo σ^2 : Varianza *CC*: Coeficiente de curtosis
Q₁: Cuartil inferior σ : Desviación típica *Mo*: Moda
M: Mediana *CV*: Coeficiente de variación (%) *R*: Recorrido o rango
m: Media *M₃*: Momento central de 3º orden *RI*: Rango intercuartílico
Q₃: Cuartil superior *CA*: Coeficiente de asimetría

primeros terremotos. Los datos que se deducen de este gráfico se expresan en la tabla IV.35. La representación de los tiempos definidos en la figura IV.229 permite visualizar y calcular la recta de regresión que mejor se ajusta a los puntos T_i definidos, en este caso:

$$T_{i+1} = [1.779 \pm 0.147]T_i + [-0.481 \pm 0.027] \quad [119]$$

con un coeficiente de regresión $r = 0.9966$. Con la anterior ecuación se calcula T_5 a partir del valor de T_4 (figura IV.230) obteniéndose que:

$$T_5 = 1.766 \pm 0.174 \text{ días desde el comienzo de la serie (4 de Junio)}$$

Tabla IV.35. Datos de los intervalos temporales definidos por los saltos en la relajación de la energía, para la serie sísmica de Granada, Junio de 1998.

Nombre	Terremoto n°	Magnitud	Tiempo (días) GMT	Intervalo	Longitud del intervalo (días)	Magnitud equivalente del intervalo	Razón $I_{(i+1)} / I_i$	$T_{final} - T$
T1	1	3.1	0.735					1.062
				I1	0.077	3.3		
T2	3	2.5	0.812				2.247	0.985
				I2	0.173	3.26		
T3	8	2.2	0.984				1.618	0.812
				I3	0.279	2.6		
T4	19	3.1	1.263				1.911	0.533
				I4	0.533	3.32		
T5	15	3.3	1.797				0	0

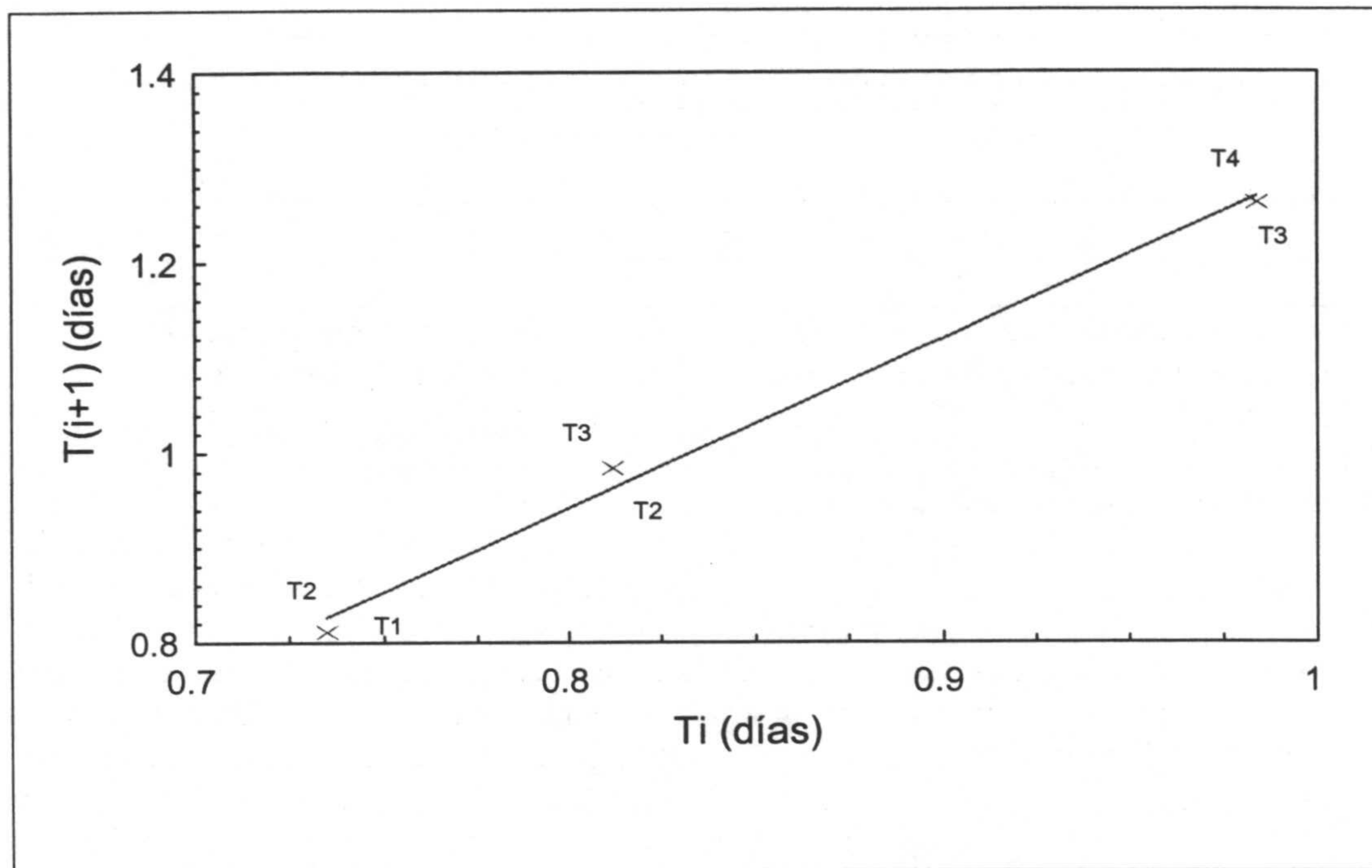


Figura IV.229. Recta ajustada $T_{i+1} = [1.779 \pm 0.147] T_i + [-0.481 \pm 0.027]$ a los puntos de coordenadas (T_i, T_{i+1}) deducidos de la evolución de la liberación de la energía de la serie sísmica de Granada (Junio de 1998).

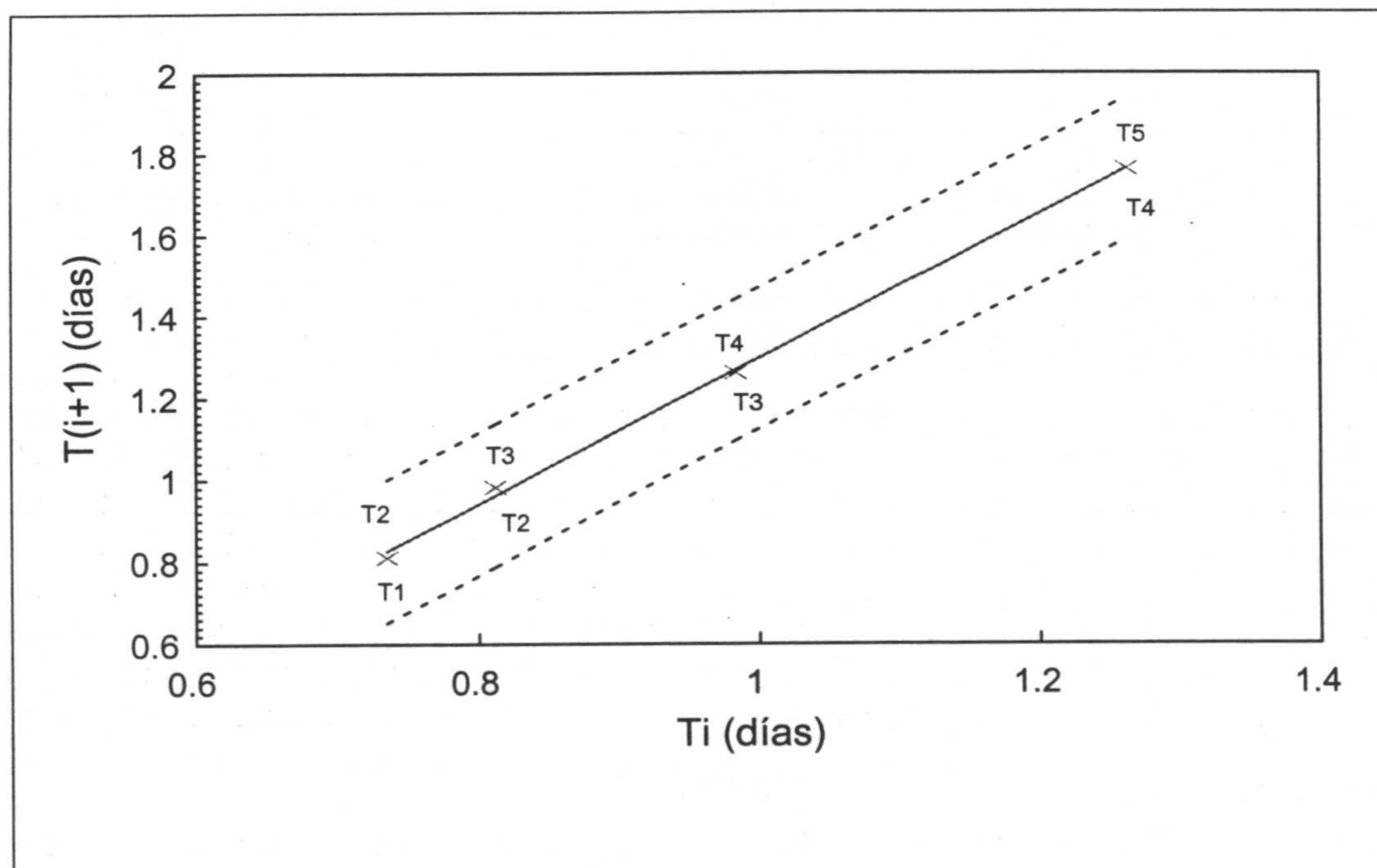


Figura IV.230. Cálculo de T_5 a partir del valor T_4 utilizando la recta ajustada en la figura IV.229. El valor de T_5 resulta de proyectar el valor de T_4 desde el eje de abscisas (x) sobre la recta y desde el punto de corte con ésta sobre el eje de ordenadas (y). También se representan punteadas las rectas que delimitan el intervalo de confianza, por infraestimación y sobrestimación, calculadas a partir de los errores generados en la regresión lineal del ajuste de la recta. En el texto se ofrecen estos valores más detallados.

que convertidos a fecha y hora corresponden al día 5 de Junio de 1998 a las 18 horas 23 minutos (GMT), 2 horas más en hora local. El intervalo de confianza es:

[5 de Junio de 1998 a las 14 h 12 m ; 5 de Junio de 1998 a las 22 h 34 m]

Una vez calculado el tiempo de ocurrencia del próximo terremoto más probable se aplica el método de los paquetes de energía para estimar la magnitud del mismo. Para ello se analiza la serie sísmica y considerando una magnitud umbral igual a 3.0 los paquetes de energía definidos son 3 (figura IV.231), determinados por los terremotos números 1, 2 y 4. Estos valores se representan en la figura IV.232. Para encontrar el siguiente valor de la magnitud equivalente que siga la misma evolución que los valores expresados, se encuentra el mejor ajuste posible definido por una curva de tipo cuadrático de la forma $y = a + bx + cx^2$ y cuyos coeficientes son $a = 3.22$, $b = -0.18$ y $c = 0.06$. Esta curva se representa también en la figura IV.232. El error estándar del ajuste es prácticamente nulo y el coeficiente de correlación $r = 1.0000$. Con esta ecuación se calcula el valor de la magnitud equivalente que debería tener el cuarto paquete resultando igual a 3.46. Considerando esta energía como la que tendrá todo el paquete, se calcula la energía liberada por los terremotos 5 al 14 igual a $2.8665E+13$ N·m, que expresada como magnitud es igual a 2.90. Así:

Energía supuesta del paquete 4, $E_s = 1.9498E+14$ N·m, o expresada como magnitud de un terremoto que liberara una energía equivalente, 3.46.

Energía liberada hasta ese momento, $E_L = 2.8665E+13$ N·m, igual a 2.90 expresada como magnitud equivalente.

Energía que queda por liberar, $E_Q = E_s - E_L = 1.6632E+14$ N·m, o magnitud equivalente 3.41.

La desviación típica de los tres valores de magnitud de los paquetes es 0.06 y será la precisión asignada al cálculo anterior. Por lo tanto, la magnitud del siguiente próximo terremoto será igual a 3.41 ± 0.06 . Otra posibilidad para realizar este cálculo consiste en suponer una magnitud umbral igual 3.2 con lo que los terremotos 1, 2, 3 y 4 constituirían un paquete de magnitud equivalente a 3.47. Como sólo se dispondría de este paquete completo, se supone que el siguiente paquete (terremotos 5 al 14) que aún no está completo tuviera una energía total igual a una magnitud equivalente 3.47. Restando a esta energía la energía ya liberada, magnitud equivalente 2.90, se obtiene la energía que queda por liberarse igual a una magnitud equivalente 3.42 ± 0.06 .

Téngase en cuenta que en este momento (ver figura IV.233) no se sabe con certeza si la actividad sísmica continuará como un solo terremoto cuya magnitud será igual a la calculada o bien como varios terremotos más pequeños cuya energía total fuera equivalente a la calculada. Todos estos cálculos se realizaron con los datos de los primeros 14 terremotos durante las primeras horas de la mañana del Viernes día 5 de Junio de 1998. La actividad sísmica parecía que había cesado puesto que en el Instituto Andaluz de Geofísica los registradores sísmicos no detectaban actividad alguna durante el resto de la mañana y tarde de ese día. Por esta razón, debido a la ausencia de actividad sísmica, a medida que iba transcurriendo el tiempo aumentaban las posibilidades de que se produjera un solo terremoto de magnitud igual a la estimada.

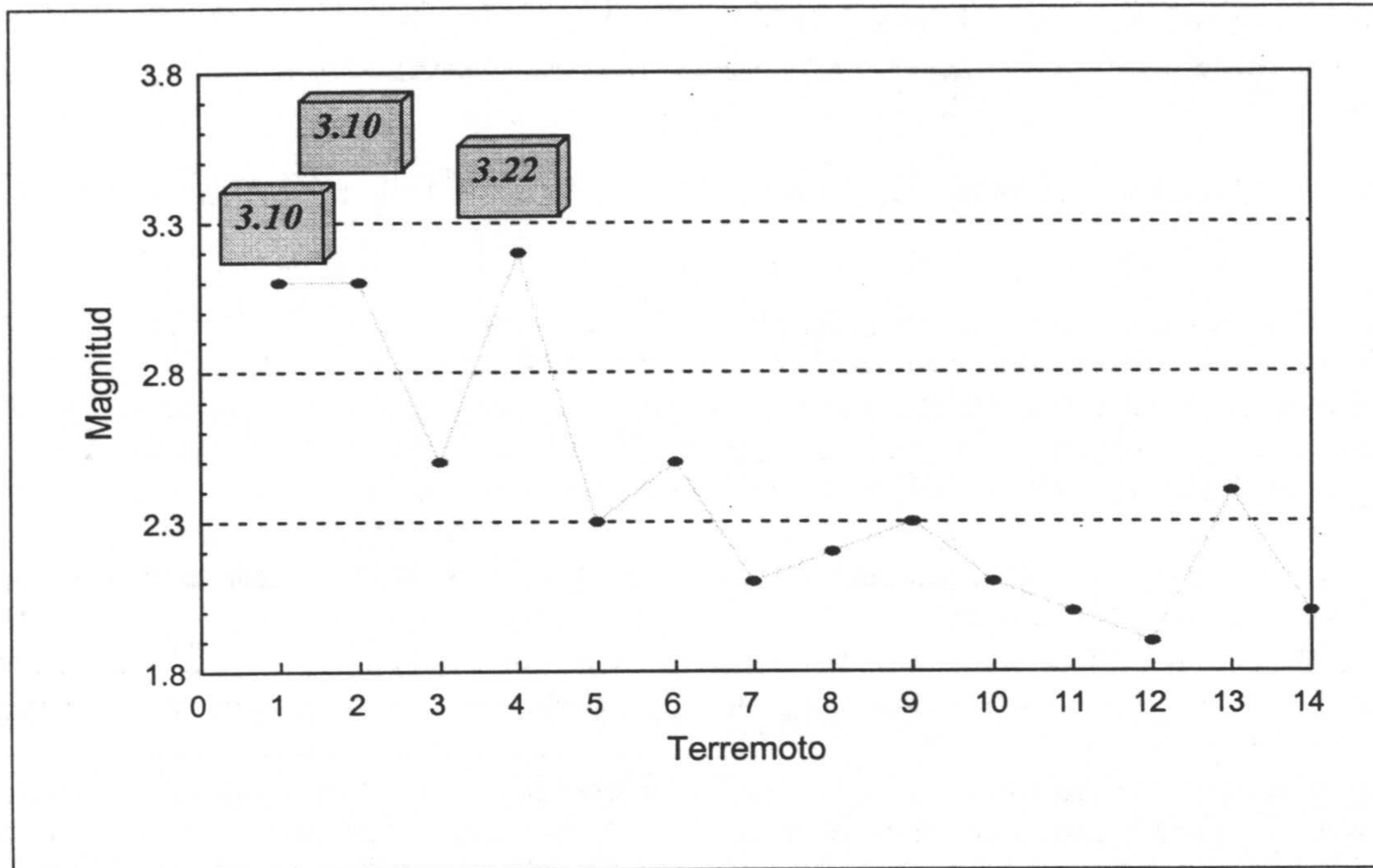


Figura IV.231. Paquetes de energía expresados como la magnitud de un terremoto que tuviera la energía equivalente definidos para los primeros 14 datos de la serie sísmica de Granada (Junio de 1998). Se considera una magnitud umbral igual a 3.0 y los terremotos que delimitan estos paquetes son los números 1, 2 y 4. La magnitud equivalente de cada paquete está indicada en un recuadro.

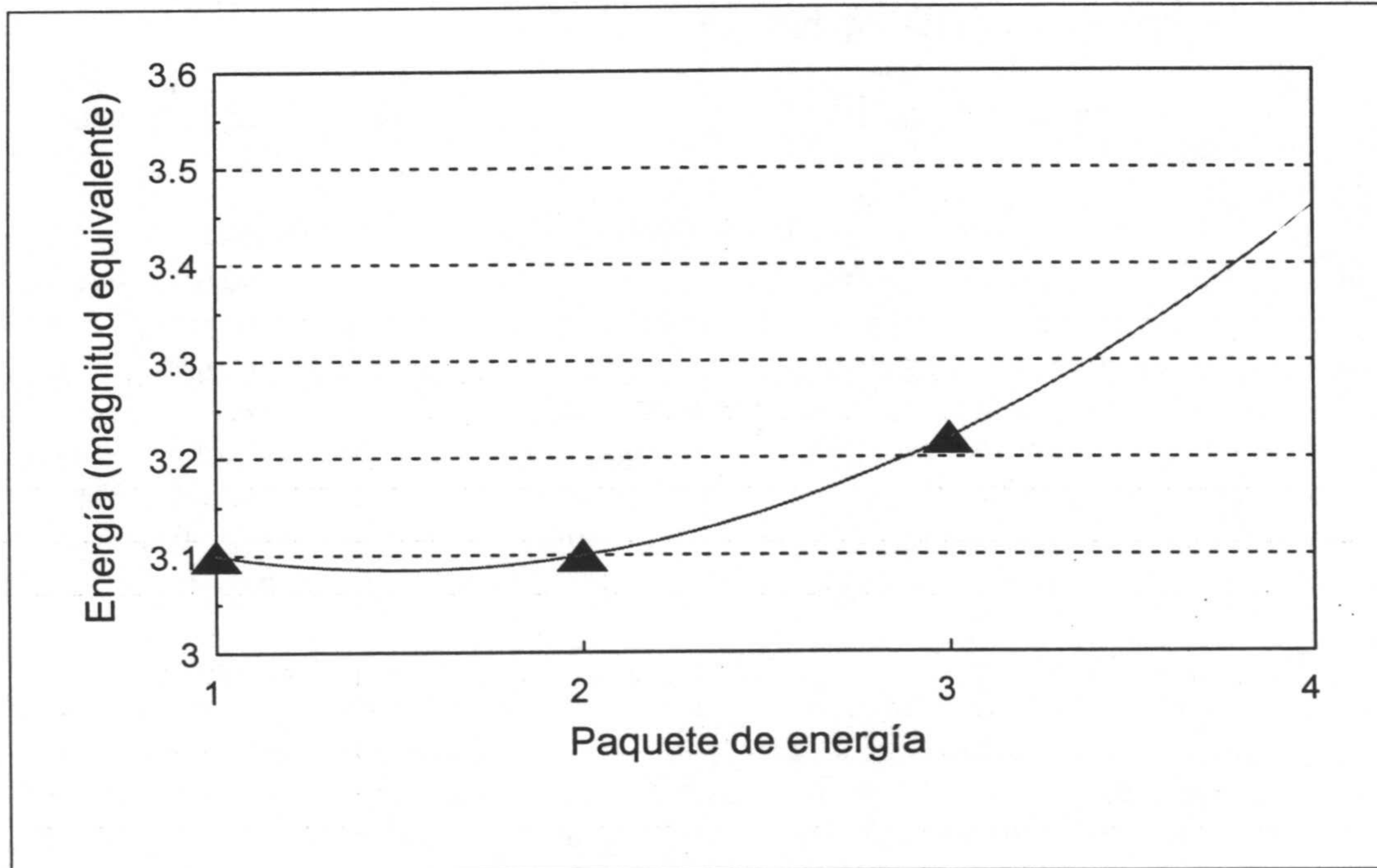


Figura IV.232. Valores de la magnitud equivalente de cada paquete de energía (triángulo) definido en la serie sísmica de Granada (Junio de 1998) y curva (línea continua) que mejor se ajusta a estos valores. La curva ajustada es una curva cuadrática de ecuación:

$$y = 3.22 - 0.18x + 0.06x^2$$

El error estándar es prácticamente nulo y el coeficiente de correlación es 1.000. El valor calculado de la magnitud equivalente para el cuarto paquete de energía es igual a 3.46.

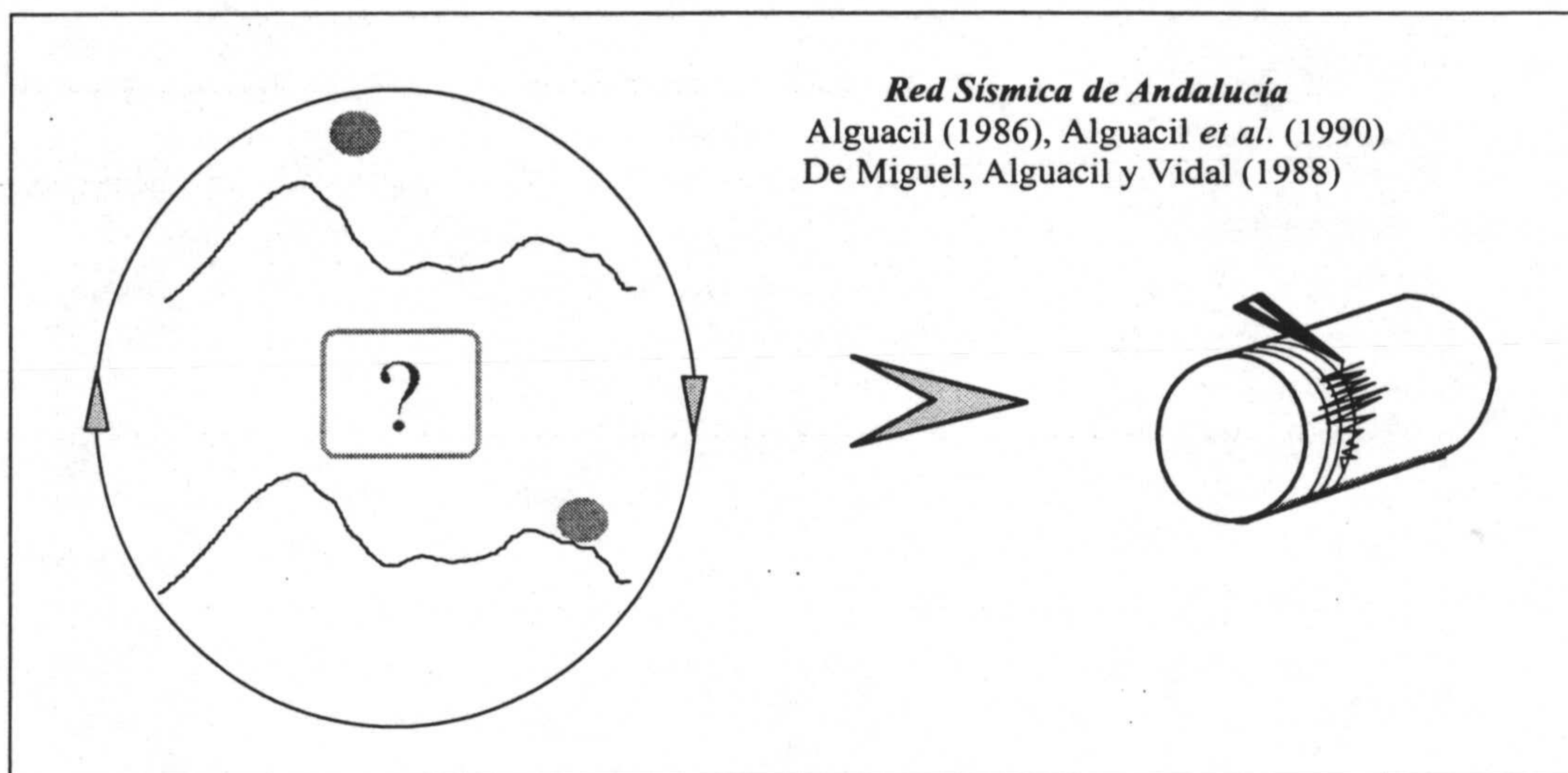


Figura IV.233. Momentos de incertidumbre mientras la serie sísmica prosigue su evolución. ¿Cuándo se registrará el próximo terremoto?

Llegado el momento (ver tabla IV.33 y figura IV.224), a las 19:07 GMT (21:07 hora local) se registró un terremoto de magnitud 3.5. En la tabla IV.36 se adjunta la comparación entre los datos reales y los resultados de los cálculos realizados.

Tabla IV.36. Comparación entre los datos reales y los resultados obtenidos mediante los cálculos realizados en la serie sísmica de Granada, Junio de 1998.

Tiempo					Magnitud	
Simulado			Real	Diferencia	Simulada	Real
Límite inferior del intervalo de confianza	Fecha y hora (GMT)	Límite superior del intervalo de confianza	Fecha y hora (GMT)	(Real - Simulado)	3.41 ± 0.06	3.5
					3.42 ± 0.06	
1.592	1.779	1.940	1.797	0.030	Diferencia (real - simulada)	
5 de Junio de 1998	5 de Junio de 1998	5 de Junio de 1998	5 de Junio de 1998	0 h 43 m	0.09	
14 h 12 m	18 h 23 m	22 h 34 m	19 h 07 m		0.08	

Capítulo V

Conclusiones

V.1. Introducción

En este capítulo se enumeran las conclusiones que se pueden extraer del trabajo efectuado a lo largo de este estudio. Uno de los aspectos más importantes que se debe destacar es el desarrollo de tres métodos probabilísticos para el estudio energético y temporal de la secuencia de terremotos de una serie sísmica. Por esta razón se incluyen en primer lugar las conclusiones metodológicas. También ha sido fundamental la aplicación de estos métodos a varias series sísmicas, algunas veces en tiempo real. De este modo, también se derivan una serie de conclusiones a partir del análisis y los cálculos efectuados sobre los datos de las series sísmicas reales. De estas últimas conclusiones hay una buena parte que son aplicables, en general, a cualquier serie sísmica, y otras propias de cada una de las series sísmicas estudiadas. Se adjuntan estas conclusiones en apartados separados, para ofrecer mayor claridad en la comprensión de las mismas.

V.2. Conclusiones metodológicas

V.2.1.- Una parte importante de este estudio se ha dedicado al desarrollo de tres metodologías, de carácter probabilístico, que permiten abordar la simulación

energética y temporal de la secuencia de terremotos que conforman una serie sísmica. Estas técnicas son:

- El método de la Simulación Condicional Geoestadística, para el cálculo de la energía del próximo terremoto más probable a partir de un momento determinado de la secuencia de la serie sísmica.

- El método de los Paquetes de Energía, para el cálculo de la energía del próximo terremoto más probable a partir de un momento determinado de la secuencia de la serie sísmica.

- El método de Varnes y Bufe, para la previsión de la temporización del próximo terremoto más probable.

V.2.2.- Los métodos de carácter probabilístico o estocástico tienen su razón de ser precisamente por la complejidad de los fenómenos sísmicos y las dificultades inherentes al estudio de sus causas.

V.2.3.- Con estos métodos es posible aprovechar una información de la secuencia de los terremotos de una serie sísmica, que hasta el presente pasaba desapercibida, y que permitirá simular lo que con mayor probabilidad pueda acontecer, siguiendo la estructura de ocurrencia propia de la serie sísmica.

V.2.4.- Se han desarrollado las hojas de cálculo y los programas necesarios, y se han utilizado otros existentes, que en conjunto permiten ejercer el seguimiento de una serie sísmica en tiempo real.

V.2.5.- Las herramientas desarrolladas pueden proporcionar un pronóstico, cuantificado porcentualmente, de la evolución que seguirá una serie sísmica.

V.2.6.- El efecto "*ceteris paribus*" indica que no es posible predecir el futuro con total certeza conociendo sólo el pasado. Como todos los métodos que no consideran las causas naturales, no es posible predecir con total seguridad ni el valor de la magnitud de un terremoto ni el momento de su ocurrencia, aunque sí es posible conocer los valores más probables entre los que pueden fluctuar.

V.2.7.- La aplicación de todos estos métodos requiere que se conozcan los datos de los terremotos ya ocurridos hasta un momento determinado. La cantidad de datos mínima y el momento a partir del cual se pueden aplicar estos métodos son dependientes de cada serie sísmica, ya que vienen determinados por el hecho de poder establecer:

- a) La estructura de los datos mediante la función variograma (primer método).
- b) La presencia de algunos de los paquetes de energía ya liberados por la serie sísmica, al menos uno completo (segundo método).
- c) Un mínimo de tres intervalos temporales existentes entre los terremotos ocurridos (tercer método).

Este estudio aporta un caso extremo (la serie sísmica de Granada, 1998) en el que con pocos datos se pueden aplicar el segundo y tercer métodos desarrollados, lo que permite obtener algunos resultados. El primer método no se pudo aplicar debido a que la poca cantidad de datos no permite establecer un número mínimo de parejas de

UNIVERSIDAD DE GRANADA
15 SET. 1998

COMISION DE DOCTORADO

datos para definir una función variograma. No está delimitada aún una estructura clara entre los datos.

V.2.8.- Por primera vez se ha utilizado la Simulación Condicional Geoestadística en Sismología para simular las secuencias de magnitudes de una serie sísmica. Este método se ha usado en las condiciones más desfavorables de aplicación posibles, ya que en un principio está indicado para completar series de datos en las que se conocen tanto datos anteriores como datos posteriores a los que se simula. En este caso, sólo y exclusivamente se conocen los datos anteriores a un momento determinado, y se han simulado los valores de energía de los terremotos de la serie sísmica (expresada como magnitud) que acontecerán posteriormente.

V.2.9.- Se ha puesto a punto este método para su uso en Sismología, proponiendo una nomenclatura sistemática de los archivos que se generan en cada proceso para una más fácil y racional utilización de los mismos.

V.2.10.- El método de la Simulación Condicional Geoestadística es adecuado para analizar la variabilidad de las magnitudes de los terremotos de una serie sísmica y permite conocer los posibles valores que puede alcanzar la magnitud en un momento determinado, expresados mediante una curva de probabilidad de ocurrencia. La misma curva de probabilidad informa sobre el valor máximo de la magnitud que se puede alcanzar (magnitud máxima esperada).

V.2.11.- Durante el proceso de Simulación Condicional Geoestadística, la falta de datos en algunos puntos va a influir solamente en el número de parejas de datos formadas y, por tanto, en la certidumbre de la estimación del variograma, pero no en el valor de éste ni en el tipo de función ajustada. De este hecho se deduce que es posible aplicar el método incluso a series sísmicas de las que no se disponga todos los datos en un momento determinado (p. ej., cuando sólo se conocen los terremotos a partir de un nivel de magnitud determinado)

V.2.12.- Los métodos de la Simulación Condicional Geoestadística y de los Paquetes de Energía, aunque proporcionan ambos información sobre la energía del posible próximo terremoto a partir de un momento determinado, no son excluyentes sino más bien complementarios. El primero de ellos ofrece una información en forma de probabilidad e incluso de la máxima magnitud esperada, pero para su aplicación hace falta que se pueda establecer la función variograma, lo que normalmente requiere una cierta cantidad de datos. En cambio, el método de los Paquetes de Energía, dependiendo del comportamiento de la propia serie, puede llegar a dar información con relativamente pocos datos y ofrece también la máxima magnitud que a partir de un momento determinado puede llegar a alcanzar el próximo terremoto más probable. Este método puede delimitar más concretamente un valor de la magnitud del posible próximo terremoto. La Simulación Condicional Geoestadística ofrece información sobre probabilidades de ocurrencia y el grado de certeza de las mismas, dada por la función correlograma.

V.2.13.- El método de los Paquetes de Energía es original de esta Tesis Doctoral, definiéndose el concepto en el que se basa y la metodología que lo desarrolla. Se ha deducido que las series sísmicas liberan energía a lo largo del tiempo en forma de paquetes de energía. Aunque cada paquete puede estar integrado por un número variable de terremotos, la energía de todos y cada uno de los paquetes que componen una serie sísmica es semejante, no siempre exactamente igual pero siempre del mismo orden.

V.2.14.- El método de Varnes y Bufe (1996) para la previsión del tiempo de ocurrencia del próximo terremoto importante, adquiere más sentido si cabe considerando el concepto de los paquetes de energía propios de las series sísmicas. Los saltos bruscos de energía en los que se basa para establecer los intervalos temporales, se asimilan con mayor certeza a los paquetes de energía de una serie sísmica que a los terremotos individuales. Los resultados obtenidos teniendo en cuenta este nuevo enfoque son muy buenos.

V.2.15.- Es la estructura y el comportamiento de la propia serie sísmica la que condiciona el tiempo de adelanto en el que se pueden ejecutar estas simulaciones. Por esta razón, tampoco es posible responder a cuestiones del tipo : ¿Qué ocurrirá en un período de tiempo t determinado? Es la propia serie sísmica la que a través de la separación entre los intervalos temporales definidos por la liberación de energía, marca los tiempos de ocurrencia y ofrece las pautas temporales por las que se rige su evolución.

V.2.16.- Toda esta metodología es aplicable tanto a series de terremotos y microterremotos (p. ej., serie del Mar de Alborán, 1997-1998), como a series de terremotos de magnitudes relevantes (p. ej., serie de Landers - California, 1992).

V.2.17.- Todos estos métodos se han tratado de aplicar en varias ocasiones en las condiciones más extremas y desfavorables posibles, tales como falta de datos o poca cantidad de datos, obteniendo a pesar de ello buenos resultados acordes con los datos reales.

V.3. Conclusiones derivadas del análisis de los datos y aplicables a cualquier serie sísmica

V.3.1.- Los terremotos que componen una serie sísmica no son fenómenos independientes entre sí, debido a que tienen una génesis espacial y temporal semejante. Las series sísmicas son conjuntos de datos que están correlacionados entre sí por su propia naturaleza, y pueden considerarse como conjuntos de tiempo no estacionarios correlacionados.

V.3.2.- Esta interdependencia y correlación es la que permite conocer la estructura existente entre los terremotos de una serie sísmica. A su vez, esta estructura es la que hace posible el cálculo, tanto de la energía como del tiempo de ocurrencia, de los terremotos que con mayor probabilidad ocurrirán con posterioridad a un momento determinado.

V.3.3.- La estructura existente entre la ocurrencia de los terremotos de una serie sísmica, se pone de manifiesto mediante la existencia de la función variograma.

V.3.4.- Se puede considerar a la magnitud de los terremotos de una serie sísmica como una variable regionalizada, con su parte de componente aleatoria y su parte de componente estructural, caracterizada por la función variograma.

V.3.5.- Teniendo presente que los terremotos de una serie sísmica no deben ser considerados como fenómenos independientes entre sí, cuando se produce una relajación energética en una zona sismogénica se puede manifestar bien como un solo terremoto, o bien en forma de varios terremotos cuya energía total será equivalente a la que liberara un solo terremoto. Como se desconocen en su mayor

parte los fenómenos y las condiciones que intervienen en la génesis de los terremotos, no se dispone de datos concluyentes que permitan establecer a priori si ocurrirá un solo terremoto o bien la energía se liberará en forma de varios terremotos. Sí se puede establecer lo que ocurrirá más probablemente si se analiza el comportamiento de la serie sísmica hasta un momento determinado, ya que salvo cambios imprevisibles en el régimen de esfuerzos o en las condiciones geofísicas, geoquímicas y/o geológicas de la zona sismogénica, las series sísmicas siguen un comportamiento más o menos regular. Por lo tanto, cuando se hace referencia al posible próximo terremoto se entiende que puede ocurrir tanto un solo terremoto como varios terremotos, siendo en este caso la energía total de todos ellos equivalente a la que tendría un solo terremoto.

V.3.6.- Las series sísmicas se pueden considerar más apropiadamente como un conjunto de paquetes de energía que se liberan a lo largo del tiempo, que son el reflejo de un proceso de ruptura complejo, más que como una mera sucesión de terremotos separados.

V.3.7.- Los paquetes de energía de cada serie sísmica siguen una pauta que puede establecerse al estudiar algunos datos iniciales, y que permite adelantar en el tiempo lo que con mayor probabilidad sucederá más tarde.

V.3.8.- En las series de origen tectónico, la longitud de los intervalos temporales delimitados por la ocurrencia de una mayor cantidad de energía, es creciente a lo largo del tiempo en el que se desarrolla la serie. Es decir, la actividad sísmica tiende a dilatarse en el tiempo hasta que desaparece. Este aspecto puede ser el reflejo de la paulatina caída de esfuerzos a medida que se va liberando la energía de la zona sismogénica.

V.3.9.- En las series de origen volcánico, la longitud de los intervalos temporales delimitados por la ocurrencia de una mayor cantidad de energía, es decreciente a lo largo del tiempo en el que se desarrolla la serie. En este caso, este hecho puede reflejar los mecanismos que generan estos fenómenos, ya que los ascensos de magma y las explosiones se hacen más abundantes y repetidas a medida que transcurre el tiempo durante el proceso de la actividad volcánica.

V.3.10.- Aunque técnicamente es posible efectuar simulaciones para varios terremotos después del último conocido a partir de un momento dado, consecuentemente con el valor del alcance del variograma ajustado, los resultados más fiables, sin embargo, se obtienen para el terremoto inmediato siguiente o a lo sumo para los 2 terremotos siguientes.

V.4. Conclusiones derivadas del análisis de los datos y propias de las series sísmicas analizadas

V.4.1.- Las series tectónicas de las Cordilleras Béticas estudiadas suelen comenzar con un terremoto de magnitud importante (normalmente la mayor de la serie sísmica) y a medida que transcurre el tiempo se producen terremotos de magnitudes menores, aunque la energía de los diferentes paquetes energéticos es semejante. Esto implica que la actividad sísmica se manifiesta durante ciertos intervalos de tiempo con mayor cantidad de terremotos a medida que la magnitud de los mismos se mantiene en niveles bajos.

V.4.2.- Se obtienen buenos ajustes temporales en la previsión del próximo terremoto en las series de las Cordilleras Béticas, desde el orden de minutos o pocas horas hasta unos 2 días. Posiblemente el funcionamiento de estas series sísmicas responda a procesos sismogénicos con un buen grado de homogeneidad, constancia y bajo nivel de aleatoriedad.

V.4.3.- Las distribuciones estadísticas de las magnitudes de cuatro de las series sísmicas estudiadas son ligeramente sesgadas a la derecha, lo que indica una ligera preponderancia de la abundancia de terremotos cuya magnitud es superior al valor de la mediana de cada distribución, frente a la cantidad de terremotos cuya magnitud es inferior a la mediana. Se apartan de esta norma la serie del Mar de Alborán (1997-1998), cuyo sesgo a la derecha es más marcado, y la serie de Granada (1998), que presenta un muy ligero sesgo a la izquierda (mayor preponderancia de magnitudes menores al valor de la mediana de la distribución considerada).

V.4.4.- Atendiendo a la forma de las distribuciones estadísticas, cinco series son leptocúrticas (la distribución presenta más apuntamiento que la distribución normal). La serie más discordante en este aspecto es la de Loja (Granada)-Iznájar (Córdoba), 1998, cuya forma es platicúrtica (más plana o achatada que la distribución normal). En este caso no hay que olvidar que sólo se consideraron los terremotos de magnitud igual o superior a 3.0, y que si se añadieran los abundantes datos de los demás terremotos de la serie, la distribución sería más homogénea. Las formas leptocúrticas indican que hay una tendencia a la ausencia de valores extremos en la distribución, en concreto, que en las series sísmicas estudiadas las magnitudes de los terremotos se mantienen relativamente cercanas a su valor mediano y hay escasez de valores tanto bajos como altos de magnitudes (respecto a los datos de cada distribución).

V.4.5.- Todas las series sísmicas estudiadas presentan distribuciones unimodales.

V.4.6.- Según los coeficientes de variación (CV), las series de Berja (Almería), 1993-1994, la de Landers (California), 1992, y la de las Islas Vírgenes (1979-1980) tienen distribuciones de sus magnitudes con formas semejantes. El alto valor de sus CV es indicativo de la presencia de terremotos de magnitudes variadas. Algo menor es el CV de la serie del Mar de Alborán, lo que indica que tiene una inferior variedad de magnitudes que las series anteriores. Los menores valores de CV lo presentan las series de Loja (Granada)-Iznájar (Córdoba), 1998, y Granada (1998). En la primera es lógico porque sólo se consideraron los terremotos de magnitudes iguales o superiores a 3.0. En la segunda, se debe posiblemente a la poca cantidad de terremotos que la componen.

V.4.7.- En las series del Mar de Alborán (1997-1998) y Loja (Granada)-Iznájar (Córdoba), 1998, los variogramas teóricos que mejor se ajustan son de tipo gaussiano. Esta clase de función tiene un comportamiento en el origen de tipo parabólico, muy continuo, que es indicativo de una variable muy regular. En las demás series, el variograma teórico ajustado es de tipo esférico, que es indicativo de un comportamiento continuo (algo menor que el tipo gaussiano) y reflejo de una variable algo menos regular que en el caso anterior. Por lo tanto, la evolución de las dos primeras series siguió seguramente un comportamiento sismogénico más homogéneo y regular que en las otras series sísmicas tratadas.

V.4.8.- Según se puede observar de los resultados obtenidos mediante el proceso de la Simulación Condicional Geoestadística, en la práctica totalidad de los casos tratados las magnitudes de los terremotos reales se inscriben dentro las curvas de

probabilidad correspondientes. Quizá el caso más llamativo por no cumplir esta premisa es el del último terremoto de la serie de las Islas Vírgenes (1979-1980), de magnitud 4.8 que supera los valores más altos simulados (3.3). Esto es debido a que todos los valores anteriores seguían una cierta estructura que se rompió con este terremoto. Ya se comentó que este método no puede prever cambios muy bruscos en el comportamiento de las series sísmicas.

V.4.9.- El método de los Paquetes de Energía también ofrece buenos resultados en prácticamente todos los casos estudiados, ajustándose la mayor parte de los mismos dentro de un margen de variación de ± 0.1 grados de magnitud. Al igual que se explicó en la conclusión anterior, el caso más divergente de esta línea es el correspondiente al último terremoto de la serie sísmica de las Islas Vírgenes (1979-1980), en el que las diferencias entre la magnitud real y las calculadas en los diferentes casos variaban entre 1.52 y 1.84 grados de magnitud, siendo inferior la magnitud calculada que la real. Tampoco este método es capaz de prever, como ya se comentó en su momento, los cambios bruscos de tendencia de las series sísmicas.

V.4.10.- Los resultados obtenidos con el método de Varnes y Bufe para calcular el tiempo de la próxima liberación importante de energía, proporciona resultados acordes con la realidad en todos los casos analizados. Se han obtenido aproximaciones al tiempo real (considerando tanto los tiempos de retraso como de adelanto respecto a los terremotos reales), desde pocos minutos (8 minutos de adelanto del terremoto real respecto al calculado en la serie sísmica de Loja (Granada)-Iznájar (Córdoba), 1998), hasta casi 15 días de adelanto del terremoto real respecto al calculado en el caso más desfavorable perteneciente a la serie sísmica de las Islas Vírgenes (1979-1980). Aún en los casos en que pueda parecer que los resultados son más desfavorables, hay que tener en cuenta que el período de tiempo de antelación dentro del cual se realizan estos cálculos es mucho más amplio que el tiempo de retraso o adelanto. De este modo, siguiendo con el ejemplo más desfavorable anterior, aunque el terremoto real se adelantara casi 15 días respecto al tiempo previsto, este cálculo se hubiera podido efectuar con algo más de 56 días de adelanto respecto a su ocurrencia.

V.4.11.- Todos y cada uno de los resultados concretos obtenidos para cada serie sísmica se pueden encontrar en el apartado correspondiente de este estudio.

Anexo I

Varianzas de dispersión y extensión. Cambio de soporte

Anexo I.1. Varianza de dispersión *versus* tamaño de soporte

Si se modifica el soporte de observación de una variable regionalizada, se obtiene una nueva variable que está relacionada con la primera pero que presenta distintas características estructurales, tales como la varianza, variograma, histograma,...

Normalmente, la varianza de dispersión decrece al aumentar el tamaño del soporte.

Se tienen dos variables regionalizadas Z y Z_ν , distintas, observadas sobre soportes diferentes, referidas a valores puntuales y a valores medios en el volumen ν , respectivamente. Desde la óptica geoestadística, las dos variables son realizaciones de funciones aleatorias. Si se dispone de todos los valores puntuales $Z(x)$ en el interior de ν , se pueden calcular la media y la varianza de $Z(x)$ en ν de manera que:

$$m_\nu = \frac{1}{\nu} \int_\nu Z(x) dx = Z_\nu \quad [120]$$

$$\sigma^2(O/\nu) = \frac{1}{\nu} \int_\nu \{Z(x) - m_\nu\}^2 dx \quad [121]$$

La varianza de dispersión de $Z(x)$ en ν , $D^2(O/\nu)$, se define como la esperanza de $\sigma^2(O/\nu)$ calculada sobre todas las posibles realizaciones:

$$D^2(O/v) = E\{\sigma^2(O/v)\} \quad [122]$$

Se demuestra (Matheron, 1970) que la varianza de dispersión $D^2(O/v)$ está relacionada con el variograma de $Z(x)$ por la relación:

$$D^2(O/v) = \frac{1}{v^2} \int_v dx \int_v \gamma(x-y)dy = \gamma(v, v) \quad [123]$$

La integral de la expresión anterior representa el valor medio del variograma $\gamma(x-y)$ cuando x e y describen separadamente v . Por esta razón se suele anotar como $\gamma(v, v)$.

Si se considera un soporte V , tal que $v \subset V$, se calcula la varianza de dispersión de la variable regionalizada Z_v en el dominio V , $D^2(v/V)$, como la esperanza matemática

$$D^2(v/V) = E\left\{\frac{1}{V} \int_V [Z_v(x) - m_V]^2 dx\right\} \quad [124]$$

y en definitiva

$$D^2(v/V) = \frac{1}{V^2} \int_V dx \int_V \gamma(x-y)dy - \frac{1}{v^2} \int_v dx \int_v \gamma(x-y)dy \quad [125]$$

que expresado en notación abreviada resulta:

$$D^2(v/V) = \gamma(V, V) - \gamma(v, v) = C(V, V) - C(v, v) \quad [126]$$

$$D^2(v/V) = D^2(O/V) - D^2(O/v) \quad [127]$$

La expresión [8] muestra una relación de aditividad entre las varianzas. Si se consideran tres volúmenes distintos tal que cada uno esté incluido en el siguiente,

$$v \subset V \subset G \quad / \quad D^2(V/G) = D^2(v/G) - D^2(v/V) \quad [128]$$

de donde

$$D^2(v/G) = D^2(V/G) + D^2(v/V) \quad [129]$$

Anexo I.2. Varianza de extensión

La varianza de extensión se define (Chica-Olmo, 1987) como el error de estimación que se comete cuando se "extiende" el valor medio de una variable Z_v observada en un dominio v al dominio V , tal que $v \subset V$:

$$E\{Z_v - Z_V\}^2 = Var\{Z_v - Z_V\} = \sigma_e^2(v, V) \quad [130]$$

y en términos de variograma, el valor teórico de la varianza de extensión viene dado por:

$$\sigma_e^2(v, V) = \frac{2}{vV} \int_v dx \int_V \gamma(x-y)dy - \frac{1}{V^2} \int_V dx \int_V \gamma(x-y)dy - \frac{1}{v^2} \int_v dx \int_v \gamma(x-y)dy \quad [131]$$

que de forma simplificada se puede expresar como:

$$\sigma_e^2(v, V) = 2\gamma(v, V) - \gamma(v, v) - \gamma(V, V) \quad [132]$$

El término $\gamma(v, V)$ representa los valores medios del variograma cuando los puntos x e y recorren por separado los volúmenes v y V .

El término $\gamma(v, v)$ representa los valores medios del variograma cuando los puntos x e y recorren por separado el volumen v .

El término $\gamma(V, V)$ representa los valores medios del variograma cuando los puntos x e y recorren por separado el volumen V .

Anexo I.3. Relación entre las varianzas de dispersión y extensión

Las expresiones de las varianzas de dispersión y extensión son fundamentales y de gran utilidad en las aplicaciones geoestadísticas (Chica-Olmo, 1987). La relación que liga a las dos clases de funciones es que la varianza de dispersión $D^2(v, V)$ representa el valor medio de la varianza de extensión $\sigma_e^2(v, V)$, cuando la muestra v ocupa todas las posiciones posibles en el interior de V :

$$D^2(v/V) = \frac{1}{V} \int_V \sigma_e^2(v, V) dx \quad [133]$$

Anexo I.4. Cambio de soporte: Regularización

Si $Z(x)$ es una variable regionalizada puntual, se define su regularizada $Z_v(x)$ por la función de ponderación $p(u)$, como la integral estocástica

$$Z_v(u) = \int_v Z(u) p(u) du \quad [134]$$

donde v representa el soporte de regularización de $Z(x)$ y $p(u)$ es una función de ponderación dependiente de v , tal que

$$\int_v p(u) du = 1 \quad [135]$$

La regularización, tal como se deduce de la expresión [134], es un producto de convolución. Cambiando u en $-u$ y llamando función traspuesta a $p^v(u) = p(-u)$, se cumple que:

$$Z_v(x) = \int Z(x-u) p^v(u) du = p^v * Z \quad [136]$$

La operación de regularización conserva la media:

$$E\{Z_v(x)\} = E\{Z(x)\} \quad [137]$$

Para determinar el variograma de una función Z_v regularizada de Z hay que tener en cuenta la relación fundamental entre las funciones covarianza y variograma dada por la expresión [22], a partir de la cual se deduce que:

$$\gamma_v(h) = C_v(0) - C_v(h) \quad [138]$$

Tal como se definió Z_v como un producto de convolución, se pueden definir de igual forma el variograma de la función regularizada $\gamma_v(h)$ o la covarianza de la misma $C_v(h)$. En este caso la función ponderadora es el covariograma geométrico de la función $p(u)$:

$$P(u) = \int p(u) p(u-t) du \quad [139]$$

Por lo que se deduce que:

$$\gamma_v(h) = \frac{1}{v^2} \int_v \gamma(u+h) P(u) du - \frac{1}{v^2} \int_v \gamma(u) P(u) du \quad [140]$$

que de manera simplificada se puede expresar como:

$$\gamma_v(h) = \gamma(v, v_h) - \gamma(v, v) \quad [141]$$

donde $\gamma(v, v_h)$ representa el valor medio de $\gamma(x-y)$ cuando x e y describen independientemente el volumen v y el volumen v trasladado el vector h , v_h . En la práctica, al considerar distancias $h \gg v$ se puede entender que $\gamma(v, v_h) \cong \gamma(h)$ con lo que se llega a la expresión clásica:

$$\gamma_v(h) = \gamma(h) - \gamma(v, v) \quad [142]$$

Anexo II

Krigeaje: Un conjunto de métodos de estimación geoestadística

Anexo II.1. Planteamiento del problema de krigeaje

Krigeaje es un nombre genérico establecido por Matheron en honor del Profesor Donald Krige, para denominar a una serie de métodos geoestadísticos de estimación de variables, que en un principio fueron de carácter geológico pero que actualmente encuentra amplia aplicación en otras ciencias experimentales, económicas, ...

Un problema importante en estudios geológicos es que cuando se necesita estudiar una propiedad o característica de un lugar concreto, normalmente se dispone de información experimental sólo en algunos puntos concretos, debido bien al alto coste de la obtención de esta información o bien porque no suele ser posible obtener un registro continuo. A partir de este momento surge la necesidad de disponer de algún método matemático que permita estimar el valor de la variable en cualquier punto del espacio, volumen y/o tiempo considerado, conociendo sólo algunos valores de la variable en ciertos puntos (figura A.1).

En términos geológicos el problema del krigeaje consiste en encontrar la mejor estimación posible de una característica teniendo en cuenta la información experimental disponible, que consiste en :

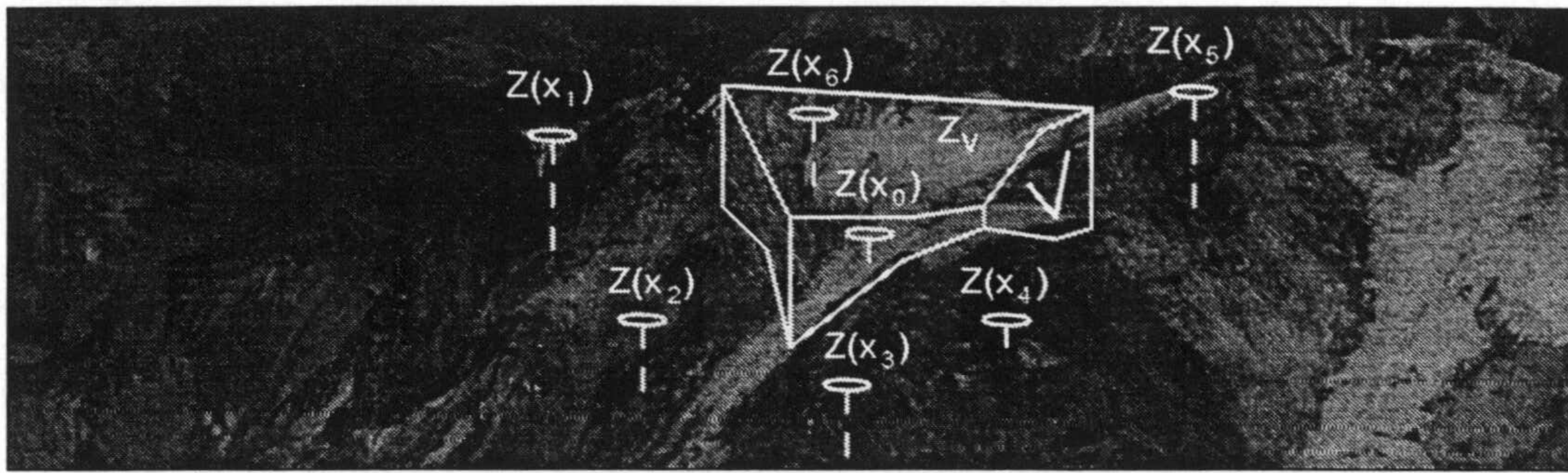


Figura A.1. Planteamiento del problema del kriging. En los estudios de variables geológicas dentro de un volumen V , es muy común que sólo se tengan datos de la variable $Z(x_\alpha)$ de manera puntual, a partir de los cuales se puede estimar el valor medio Z_v u otro valor puntual $Z(x_0)$ de la variable.

- Valores experimentales de la variable, valores numéricos $\{Z(x_\alpha), \alpha = 1 \dots n\}$, medidos en distintos puntos del dominio considerado.
- Información estructural, que hace referencia a la variable Z y constituida por el variograma y/o la covarianza.

Desde un punto de vista analítico, el kriging consiste en una ponderación que atribuye a cada punto $Z(x_\alpha)$ un peso sobre el valor medio Z_v o sobre el valor puntual $Z(x_0)$ estimado. La distribución de los pesos se calcula de manera que sea mínima la varianza de estimación, considerando las características geométricas del problema (Matheron, 1970). Generalmente se atribuyen pesos más débiles a los puntos que estén más alejados del punto x_0 o volumen V de estudio y viceversa. Esta regla general puede sufrir variaciones cuando aparecen fenómenos complejos en la regionalización (Chica-Olmo, 1987).

Al hacer mínima la varianza de estimación, se asegura el mejor aprovechamiento de la información disponible; obteniendo la mejor estimación posible y evitando errores sistemáticos en la estimación.

Se han desarrollado varios métodos englobados dentro del nombre kriging siendo, entre otros, el kriging ordinario, el simple, el disyuntivo y el de indicatrices los generalmente más usados. Se indicarán a continuación las características más relevantes del kriging ordinario, que es el usado por el método de la simulación condicional geoestadística.

Anexo II.2. Ecuaciones de kriging en el modelo estacionario: Caso de una función aleatoria estacionaria de esperanza nula o conocida

Sea Z una función aleatoria estacionaria de orden 2, de soporte puntual, de esperanza nula o conocida a priori y de covarianza $C(h)$.

Se busca estimar el valor medio de $Z(x)$ en el soporte V , a partir del conjunto de datos $\{Z(x_\alpha), \alpha = 1 \dots n\}$.

El estimador de kriging Z_k es una combinación lineal de los $Z(x_\alpha)$:

$$Z_K = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} Z(x_{\alpha}) = \lambda^{\alpha} Z(x_{\alpha}) \quad [143]$$

siendo λ^{α} la anotación de Einstein de \sum_{α} .

Los ponderadores λ_{α} se calculan imponiendo como única condición que la varianza de estimación sea mínima:

$$E\{Z_V - Z_K\}^2 = E\{Z_V\}^2 - 2E\{Z_V Z_K\} + E\{Z_K\}^2 \quad [144]$$

$$= C(v, v) - 2 \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} C(\alpha, v) + \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} C(\alpha, \beta) \quad [145]$$

con

$$C(v, v) = \frac{1}{v^2} \int_v dx \int_v C(x - y) dy \quad [146]$$

$$C(\alpha, v) = \frac{1}{v} \int_v C(x_{\alpha} - y) dy \quad [147]$$

$$C(\alpha, \beta) = C(x_{\alpha} - x_{\beta}) \quad [148]$$

Derivando parcialmente esta forma cuadrática y teniendo en cuenta que se cumple que la derivada parcial:

$$\frac{\delta [E\{Z_V - Z_K\}^2]}{\delta \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha}} = 0 \quad [149]$$

queda:

$$\sum_{\beta} \lambda_{\beta} C(\alpha, \beta) = C(\alpha, v) \quad [150]$$

teniendo en cuenta que $\alpha, \beta = 1 \dots n$.

Y la varianza de krigeaje o el error de estimación es:

$$\sigma_K^2 = E\{Z_V - Z_K\}^2 = C(v, v) - \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} C(\alpha, v) \quad [151]$$

Del sistema [150] de n ecuaciones con n incógnitas se obtienen los ponderadores λ_{α} necesarios para el cálculo de Z_K , y de la expresión [151] se obtiene el error de la estimación.

Si se desea calcular el krigeaje para un punto, estimar $Z(x_0)$ por Z_K , el sistema correspondiente se simplifica, obteniendo que:

$$\sum_{\beta} \lambda_{\beta} C(\alpha, \beta) = C(\alpha, x_0) \quad [152]$$

siendo $\alpha, \beta = 1 \dots n$.

Y el error de estimación viene dado por:

$$\sigma_K^2 = C(x_0, x_0) - \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} C(\alpha, x_0) \quad [153]$$

Si se considera una función aleatoria $Y(x)$ que admita una covarianza $C(h)$ y una esperanza constante $E\{Y(x)\} = m$, no nula y conocida, el razonamiento se reduce al caso anterior (Chica-Olmo, 1987) si se razona con la función aleatoria

$$Z(x) = Y(x) - m \quad [154]$$

El estimador óptimo que se obtiene es:

$$Y_K^* = m + \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \{Z(x_{\alpha} - m)\} \quad [155]$$

Anexo II.3. Ecuaciones de krigeaje en el modelo estacionario: Caso de una función aleatoria estacionaria de esperanza desconocida

Si se supone que la función aleatoria es de esperanza constante pero de valor desconocido, $E\{Y(x)\} = m$, y de covarianza centrada $C(h)$, se trata de calcular el estimador de la cantidad

$$Z_v = \frac{1}{v} \int_v Z(x) dx \quad [156]$$

mediante la combinación lineal de krigeaje

$$Z_K = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} Z(x_{\alpha}) \quad [157]$$

Como consecuencia de no conocer el valor de la esperanza m , es necesario imponer la condición de no sesgo del estimador,

$$E\{Z_v\} = E\{Z_K\} \quad [158]$$

lo que se consigue mediante la condición de universalidad,

$$\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} = 1 \quad [159]$$

$$E\{Z_K\} = E\left\{\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} Z(x_{\alpha})\right\} = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \cdot E\{Z(x_{\alpha})\} = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \cdot m \quad [160]$$

Si se hace mínima la varianza de estimación, que en forma cuadrática es:

$$E\{Z_V - Z_K\}^2 = C(v, v) - 2 \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} C(\alpha, v) + \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} C(\alpha, \beta) \quad [161]$$

y teniendo presente la condición expresada en [159], se obtiene aplicando el formalismo de Lagrange para anular cada una de las derivadas parciales

$$\frac{\delta \left[E\{Z_V - Z_K\}^2 + 2\mu \left\{ \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} - 1 \right\} \right]}{\delta \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha, \mu}} = 0 \quad [162]$$

el sistema de kriging:

$$\sum_{\beta} \lambda_{\beta} C(\alpha, \beta) = C(\alpha, v) + \mu \quad [163]$$

con $\alpha, \beta = 1 \dots n$

$$\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} = 1 \quad [159]$$

Este sistema tiene $n+1$ ecuaciones y $n+1$ incógnitas, los n ponderadores λ_{α} y el parámetro de Lagrange μ .

El error de estimación es:

$$\sigma_K^2 = C(v, v) - \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} C(\alpha, v) + \mu \quad [164]$$

En el caso de kriging puntual con media desconocida, se pretende estimar $Z(x_0)$ mediante la combinación lineal $Z_K = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} Z(x_{\alpha})$, y el sistema de kriging será:

$$\sum_{\beta} \lambda_{\beta} C(\alpha, \beta) = C(\alpha, x_0) + \mu \quad [165]$$

con $\alpha, \beta = 1 \dots n$

$$\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} = 1 \quad [159]$$

y el error de estimación es:

$$\sigma_K^2 = C(x_0, x_0) - \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} C(\alpha, x_0) + \mu \quad [166]$$

Anexo II.4. Ecuaciones de kriging en el modelo estacionario: Caso de una función aleatoria intrínseca

Si se considera una función aleatoria estrictamente intrínseca, sin deriva y dotada de variograma $\gamma(h)$ pero no de covarianza, se trata de calcular el estimador [156] mediante la combinación lineal de kriging [157]. La varianza de estimación expresada en términos de variograma es:

$$E\{Z_v - Z_K\}^2 = 2 \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \gamma(\alpha, v) - \sum_{\alpha} \sum_{\beta} \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} \gamma(\alpha, \beta) - \gamma(v, v) \quad [167]$$

con

$$\gamma(v, v) = \frac{1}{v^2} \int_v dx \int_v \gamma(x-y) dy \quad [168]$$

$$\gamma(\alpha, v) = \frac{1}{v} \int_v \gamma(x_{\alpha} - y) dy \quad [169]$$

$$\gamma(\alpha, \beta) = \gamma(x_{\alpha} - x_{\beta}) \quad [170]$$

Haciendo mínima la varianza de estimación y con la condición de no sesgo [159], se plantea el sistema de krigaje:

$$\sum_{\beta} \lambda_{\beta} \gamma(\alpha, \beta) + \mu = \gamma(\alpha, v) \quad [171]$$

con $\alpha, \beta = 1 \dots n$

$$\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} = 1 \quad [159]$$

y el error de estimación del krigaje es:

$$\sigma_K^2 = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \gamma(\alpha, v) + \mu - \gamma(v, v) \quad [172]$$

Si se necesita el krigaje puntual de $Z(x_0)$, el sistema es:

$$\sum_{\beta} \lambda_{\beta} \gamma(\alpha, \beta) + \mu = \gamma(\alpha, x_0) \quad [173]$$

con $\alpha, \beta = 1 \dots n$

$$\sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} = 1 \quad [159]$$

y el error de estimación, recordando que $\gamma(x_0, x_0) = 0$, es:

$$\sigma_K^2 = \sum_{\alpha} \lambda_{\alpha} \gamma(\alpha, x_0) + \mu \quad [174]$$

Anexo II.5. Escritura matricial del krigaje

Los sistemas de ecuaciones definidos en los casos anteriores se pueden expresar en forma matricial. Si

$[K]$ es la matriz de covarianzas punto/punto, $C(\alpha, \beta)$;

$[M]$ es la matriz de covarianza punto/volumen, $C(\alpha, v)$; y

$[\lambda]$ es la matriz de ponderadores los λ_{α} y del parámetro μ de Lagrange,

entonces el sistema de krigeaje se puede expresar como:

$$[K] \cdot [\lambda] = [M] \quad [175]$$

y la solución del sistema se obtiene a partir de:

$$[\lambda] = [K]^{-1} \cdot [M] \quad [176]$$

con el error de estimación determinado por:

$$\sigma_K^2 = C(v, v) - [\lambda]^t \cdot [M] \quad [177]$$

El sistema de krigeaje admite una única solución si y sólo si la matriz $[K]$ es estrictamente definida positiva, es decir, su determinante $|K| > 0$. Esta condición de existencia y de unicidad de solución implica que la varianza de estimación sea positiva o nula.

Anexo II.6. Principales propiedades del krigeaje

El krigeaje es un interpolador exacto. Si el punto de estimación x_0 coincide con un punto experimental x , entonces el estimador Z_K es coincidente con el valor real $Z(x)$. Es decir, el error de estimación para los puntos experimentales es nulo, o como se suele decir, los valores calculados por krigeaje "pasan" por los puntos experimentales.

El estimador de krigeaje y su varianza de estimación sólo dependen de la función estructural $C(h)$, covarianza, o $\gamma(h)$, variograma, de la disposición geométrica de los puntos x_α , siendo $\alpha = 1 \dots n$, y del dominio a estimar:

- La geometría del dominio a estimar, concretada en los términos $\gamma(v, v)$ y $C(v, v)$.
- La geometría del conjunto estimador, en los términos $\gamma(\alpha, \beta)$ y $C(\alpha, \beta)$.
- La estructura definida por las funciones variograma $\gamma(h)$, o covarianza $C(h)$.
- La geometría entre el dominio estimado y el conjunto estimador, determinada en los términos $\gamma(\alpha, v)$ y $C(\alpha, v)$.

El error de estimación σ_K^2 no depende de los valores experimentales $Z(x_\alpha)$.

Anexo II.7. Relación de alisado o suavizado

El estimador de krigeaje, como cualquier otro estimador, alisa la realidad. La distribución de valores estimados por krigeaje Z_K difiere de la distribución de los valores reales $Z(x_\alpha)$, aunque se cumple que ambas distribuciones están centradas en su media, o sea:

$$E\{Z_K\} = E\{Z\} \quad [178]$$

Se cumple que la varianza de dispersión $D^2(v/G)$ de los valores reales Z_v en el dominio G es igual a la varianza de dispersión $D^2(Z_K/G)$ de los valores estimados Z_K en el dominio G más el error de estimación o varianza del krigeaje $\sigma_K^2 = E\{Z_v - Z_K\}$:

$$D^2(v/G) = D^2(Z_K/G) + \sigma_K^2 \Rightarrow D^2(v/G) \geq D^2(Z_K/G) \quad [179]$$

Se comprueba de este modo que la dispersión de los valores reales es mayor que la de los valores estimados, lo que se denomina *efecto de suavizado*, que será tanto más pronunciado cuanto mayor sea el error de estimación, σ_K^2 .

Referencias

- Abramowitz, M., and I. A. Stegun, 1964. *Handbook of mathematical functions*. Appl. Math. Ser. 55, National Bureau of Standards, Washington, D.C., 1046 pp.
- Agnew, D. C., and L. M. Jones, 1991. Prediction probabilities from foreshocks. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B7, 11,959-11,971.
- Aki, K., 1981. A probabilistic synthesis of precursory phenomena, in *Earthquake Prediction: An International Review, Maurice Ewing Series 4*, D. W. Simpson and P. G. Richards (Editors), American Geophysical Union, Washington, D. C., 566-574.
- Aki, K., 1984. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B7, 5867-5872.
- Aki, K., 1989. Ideal probabilistic earthquake prediction. *Tectonophysics*, 169, 197-198.
- Alfaro, M., 1979. *Etude de la robustesse des simulations de fonctions aleatoires*. Thèse Docteur-Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 161 pp.
- Alguacil, G., 1986. *The instruments of a telemetric seismic network for microearthquakes. The Seismic Network of the Granada University*. Ph. D. Thesis. Granada University (In spanish). 238 pp.
- Alguacil, G., J. M. Guirao, F. Gómez, F. Vidal, and F. De Miguel, 1990. Red Sísmica de Andalucía (RSA): A digital PC-based seismic network. Seismic networks. pp 19-27 in *Seismic networks and rapid digital data transmission and exchange*, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Volume 1, Walferdange, Luxembourg, 1990.
- Allard, D., 1994. *Simulating a geological lithofacies with respect to connectivity information using the Truncated Gaussian Model*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 197-211. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Allegri, L., F. Bella, G. Della Monica, A. Ermini, S. Inprota, and V. Sprigna, 1983. Radon and tilt anomalies detected before the Irpinja (South Italy) earthquake of November 23, 1980 at great distances from the epicenter. *Geophysical Research Letters*, Vol. 10, No. 4, 269-272.
- Anderson, John G., James N. Brune, John N. Louie, Yuehua Zeng, Martha Savage, Yu Guang, Chen Qingbin, Diane de Polo, 1994. Seismicity in the Western Great Basin apparently triggered by the Landers, California, earthquake, 28 June 1992. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 3, pp. 863-891.
- Armstrong, M. and P. A. Dowd, Editors, 1994. *Geostatistical Simulations*. Proceedings of the Geostatistical Simulation Workshop, Fontainebleau, 27-28 May 1993. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.

- Aster, R. C., P. M. Shearer, and J. Berger, 1990. Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza Seismic Network, Southern California: Implication for shear wave splitting and earthquake prediction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B7, 12,449-12,473.
- Bakun, W. H., and A. G. Lindh, 1985. The Parkfield, California, earthquake prediction experiment. *Science*, 229, 619-624.
- Bass, J., 1974. *Eléments de Calcul des Probabilités*. Ed. Masson et Cie., Paris, 275 pp.
- Ben-Zion, Y., and J. R. Rice, 1993, Earthquake failure sequences along a cellular fault zone in a three-dimensional elastic solid containing asperity and nonasperity regions. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B8, 14,109-14,131.
- Blanpied, M. L., T. E. Tullis, and J. D. Weeks, 1987. Frictional behavior of granite at low and high sliding velocities. *Geophysical Research Letters*, Vol. 14, No. 5, 554-557.
- Bonafede, M., E. Boschi, and M. Dragoni, 1983. Viscoelastic stress relaxation on deep fault sections as a possible source of very long period elastic waves. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B3, 2251-2260.
- Booth, D. C., S. Crampin, J. H. Lovell, and J.-M. Chin, 1990. Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B7, 11,151-11,164.
- Borland International, Inc., 1992. *Quattro Pro para Windows, Manual de Usuario*. Borland International, Inc., Scotts Valley, California, 479 pp.
- Bottari, A., D. Caccamo and G. Neri, 1992. An example of seismic occurrence modelling by a several-state random process. *Geophys. J. Int.* **108**, 267-272.
- Brazier, Richard A. and Karen M. Boomer, 1996. Seismic risk analysis of Northern Arizona from acceleration contour maps. Enhancing the sampling procedure through a geostatistical analysis. *Web pages from Department of Geosciences. The University of Arizona*.
<http://www.geo.arizona.edu/geophysics/students/brazier/geo.html>.
- Brémond, R. and D. Jeulin, 1994. *Random media and lattice gas simulations*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 89-105. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Brillinger, D. R., 1982. Seismic risk assessment: Some statistical results. *Earthquake Predict. Res.*, 1, 183-195.
- Bufe, C. G., and D. J. Varnes, 1993. Predictive modeling of the seismic cycle of the greater San Francisco Bay region. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B6, 9871-9883.
- Cao, T., and K. Aki, 1983. Assigning probability gain for precursors of four large chinese earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B3, 2185-2190.

- Carlson, J. M., 1991. Time intervals between characteristics earthquakes and correlations with smaller events: An analysis based on a mechanical model of a fault. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B3, 4255-4267.
- Carr, James Russell, 1983. *Application of the theory of regionalized variables to earthquake parametric estimation and simulation*. Doctoral Thesis, University of Arizona, 259 pp.
- Carr, James R. and Charles E. Glass, 1989. Use of geostatistics for accurate mapping of earthquake ground motion. *Geophysical Journal*, 97, 31-40.
- Chica Olmo, M., 1981a. *Aplicaciones de la Geoestadística a la Hidrogeología*, Tesis de Licenciatura, Universidad de Granada, 151 pp.
- Chica Olmo, M., 1981b. *Applications de la Géostatistique à l'étude des données pluviométriques (Bassin de Dalías). Etude géostatistique des données de transmissivité de la nappe "Vega de Granada" (Espagne)*. Ed. Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, S-104, 30 pp.
- Chica Olmo, M., 1982a. *Aproximación geoestadística a la estimación y simulación de características ligadas a las aguas termales*. Ed. Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, N-756, 11 pp.
- Chica Olmo, M., 1982b. *Construction du modèle numérique de simulation d'un gisement de lignite*. Ed. Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, N-782, 28 pp.
- Chica Olmo, M., J. P. Laille and J. M. Cabal, 1983. Simulation of a multilayer brown coal deposit using Bucket-Wheel excavators. *Proc. 1st Conference on use of computers in the coal industry*, West Virginia University, pp. 83-86.
- Chica Olmo, M. and J. P. Laille, 1984. Simulation of a multi-seam brown coal deposit. *Proc. NATO ASI*, Lake Tahoe, Sept. 1983, pp. 1001-1013.
- Chica Olmo, Mario, 1987. *Análisis geoestadístico en el estudio de la explotación de los recursos minerales*. Tesis Doctoral. Ed. M. Chica-Olmo, Departamento de Geodinámica. Universidad de Granada, 387 pp.
- Chica Olmo, M., A. Pulido Bosch, J. Delgado García y E. Pardo Igúzquiza, (1989). *Revisión de métodos geoestadísticos para el reconocimiento e interpretación de anomalías hidrogeoquímicas*. En Tomo homenaje a Jorge Porras Martín, pp. 287-300. Editado por la Asociación Española de Hidrogeología Subterránea. Madrid, 323 pp.
- Chica Olmo, M. y E. Pardo Igúzquiza, Editores, 1993. *Evaluation and planning of natural resources*. Vol. I. Universidad de Granada, Centro de Enseñanzas Propias, 525 pp.
- Chiles, J. P., 1977. *Géostatistique des phénomènes non stationnaires*. Thèse Docteur-Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 152 pp.

- Christensen, K., and Z. Olami, 1992. Variation of the Gutenberg-Richter b values and nontrivial temporal correlations in a spring-block model for earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B6, 8729-8735.
- Crampin, S., D. C. Booth, and R. Evans, 1990. Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the Palm Springs earthquake. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B7, 11,197-11,212.
- Cornell, C., 1968. Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 58, pp. 1583-1606.
- Cox, D. R., and P. A. W. Lewis, 1966. *The Statistical Analysis of Series of Events*, 285 pp. Methuen, New York.
- Delhomme, J. P., 1976. *Applications de la Théorie des Variables Régionalisées dans les sciences de l'eau*. Thèse Docteur-Ingénieur, Univ. Pierre et Marie Curie, 130 pp.
- De Miguel, F., 1976. La ocurrencia temporal de terremotos en la Península Ibérica y áreas adyacentes. En *IIª Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Comunicaciones, Tomo I, 13-17 de Diciembre de 1976, Barcelona*. Edita Instituto Geográfico Nacional, Presidencia del Gobierno, Comisión Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, 1978, pp. 609-618.
- De Miguel, Fernando, 1980. Comparison of the information derived from the analysis of the lapse time and of the frequency of earthquakes. *Proceedings of the 17th Assembly of the ESC*, Publishing House of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest.
- De Miguel, F., G. Alguacil y F. Vidal, 1988. Una escala de magnitud a partir de la duración para terremotos del sur de España. *Revista de Geofísica*, Vol. 44, 75-86.
- Deng, Q., and Z. Peizhen, 1984. Research on the geometry of shear fracture zones. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B7, 5699-5710.
- Deraisme, J., 1978a. *Simulations sur modèle de gisement de processus miniers et minéralurgiques*. Thèse Docteur-Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 125 pp.
- Deraisme, J., 1978b. *Simulations des processus d'homogénéisation à l'entrée laverie*. Ed. Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, N-572.
- Deraisme, J., R. Dumay y L. Salvato, 1982. *Simulation sur Modèles Géostatistiques du cycle de production et de valoration des minerais*. Ed. Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, N-734, 67 pp.
- Deraisme, J.; J. J. Peraudin, L. de Chambure, H. Fraisse, B. Bourgine et J. P. Rolley, 1985. Vers une simulation d'exploitation à ciel ouvert. *Revue Industrie Minérale*, XII-1985, pp. 500-510.

- Der Kiureghian, A. and A. H.-S. Ang, 1977. A fault-rupture model for seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 67, pp. 1173-1194.
- De Rubeis, V. P. Dimitriu, E. Papadimitriou and P. Tosi, 1993. Recurrent patterns in the spatial behaviour of Italian seismicity revealed by the fractal approach. *Geophysical Research Letters*, Vol. 20, No. 18, pp. 1911-1914.
- Douma, J., and S. Crampin, 1990. The effect of a changing aspect ratio of aligned cracks on shear wave vertical seismic profiles: A theoretical study. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B7, 11,293-11,300.
- Dowd, P. A. and C. Saraç, 1994. *An extension of the LU decomposition method of simulation*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 23-36. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Draganov, A. B., U. S. Inan and Yu. N. Taranenko, 1991. ULF magnetic signatures at the earth surface due to ground water flow: A possible precursor to earthquakes. *Geophysical Research Letters*, Vol. 18, No. 6, 1127-1130.
- Dumay, R., 1981. *Simulations d'exploitations minières sur modèles géostatistiques de gisements*. Thèse Docteur-Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 137 pp.
- Ebel, John E., 1984. Statistical aspects of New England seismicity from 1975 to 1982 and implications for past and future earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 74, No. 4, pp. 1311-1329.
- Ekström, G. and A. M. Dziewonski, 1988. Evidence of bias in estimation of earthquake size, *Nature*, **332**, 319-323.
- Eneva, Mariana, 1996. Effect of limited data sets in evaluating the scaling properties of spatially distributed data: an example from mining-induced seismic activity. *Geophys. J. Int.* **124**, 773-786.
- Englund, E. and A. Sparks, 1991. *Geo-EAS 1.2.1 User's Guide*, EPA Report #600/8-91/008 EPA-EMSL, Las Vegas, NV.
- Evans, Russ, 1997. Assessment of schemes for earthquake prediction: Editor's introduction. *Geophys. J. Int.* **131**, 413-420.
- Feng, Xia-ting, M. Seto, and K. Katsuyama, 1997. Neural dynamic modelling on earthquake magnitude series. *Geophys. J. Int.* **128**, 547-556.
- Frankel, A., 1982. Precursors to a magnitude 4.8 earthquake in the Virgin Islands: spatial clustering of small earthquakes, anomalous focal mechanisms, and earthquake doublets, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 72, pp. 1277-1294.
- Fraser-Smith, A. C., A. Bernardi, P. R. McGill, M. E. Ladd, R. A. Helliwell, and O. G. Villard, Jr., 1990. Low frequency magnetic field measurements near the epicenter of the M_s 7.1 Loma Prieta earthquake, 1990. *Geophysical Research Letters*, Vol. 17, No. 9, 1465-1468.

- Fraser-Smith, A. C., P. R. McGill, R. A. Helliwell, and O. G. Villard, Jr., 1994. Ultralow frequency magnetic field measurements in southern California during the Northridge earthquake of January 17, 1994. *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, No. 20, 2195-2198.
- Freulon, X., 1994. *Conditional simulation of a Gaussian random vector with non linear and/or noisy observations*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 57-71. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Gao, H., 1989. Linear perturbation analysis of a shear-loaded asperity. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B8, 10,259-10,266.
- Geller, R. J., 1991. Shake-up for earthquake prediction, *Nature*, 352, 275-276.
- Georgsen, F.; Egelang, T.; Knarud, R. and Omre, H., 1994. *Conditional simulation of facies architecture in fluvial reservoirs*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 235-250. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Godano, C., M. L. Alonzo and V. Caruso, 1993. Self-organized criticality and earthquake predictability. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 80, pp. 117-123.
- Gokhberg, M. B., V. A. Morgunov, and Ye L. Aronov, 1981. Radiofrequency radiation during earthquakes. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, Engl. Transl., 248, 32-35.
- Gokhberg, M. B., V. A. Morgunov, T. Yoshino, and I. Tomizawa, 1982. Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, 7824-7828.
- Gómez Hernández, J. J. and E. F. Cassiraga, 1994. *Theory and practice of Sequential Simulation*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 111-124. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Goodking, J. M., 1986. Continuous measurement of nontidal variations of gravity. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B9, 9125-9134.
- Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for Natural Resources Evaluation*. Oxford University Press, London, 483 pp.
- Gotway, C. A., and B. M. Rutherford, 1994. *Stochastic simulation for imaging Spatial Uncertainty: Comparison and evaluation of available algorithms*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 1-21. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Guibal, D., 1972. *Simulation de schémas intrinsèques*. Ed. Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, N-291, 38 pp.
- Gutenberg, B. and C. F. Richter, 1954. *Seismicity of the Earth and associated phenomena*. Princeton University Press, Princeton, 273 pp.

- Habermann, R. E., 1984. Spatial seismicity variations and asperities in the New Hebrides seismic zone. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B7, 5891-5903.
- Hadjicontis, V. and C. Mavromatou, 1994. Transient electric signals prior to rock failure under uniaxial compression. *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, No. 16, 1687-1690.
- Harris, R. A., 1993. Dynamics of fault interaction: Parallel strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B3, 4461-4472.
- Hegstad, B. K., H. Omre, H. Tjelmeland, and K. Tyler, 1994. *Stochastic simulation and conditioning by annealing in reservoir description*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 43-55. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Heinicke, J., U. Koch, and G. Martinelli, 1992. Investigations of the connection between seismicity and ^{222}Rn - CO_2 content in spring waters at the Vogtland area (Germany): First results. *Proc. of XXIII General Assembly European Seism. Comm.*, Vol. 2, Prague, Sep. 7 to 12, 1992, 317-323.
- Heinicke, J., U. Koch, and G. Martinelli, 1995. CO_2 and radon measurements in the Vogtland area (Germany): A contribution to earthquake prediction research. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, No. 7, 771-774.
- Herzfeld, Ute Christina, 1992. Least-squares collocation, geophysical inverse theory and geostatistics: a bird's eye view. *Geophys. J. Int.* 111, 237-249.
- Hiramatsu, Y., M. Ando and F. Takeuchi, 1992. Temporal change in coda Q' in the Hida region, Central Japan. *Geophysical Research Letters*, Vol. 19, No. 13, 1403-1406.
- Hirata, T., 1987. Omori's power law aftershock sequences of microfracturing in rock fracture experiment. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B7, 6215-6221.
- Hong, L.-L. and S.-W. Guo, 1995. Nonstationary Poisson Model for Earthquake Occurrences. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 85, No. 3, pp. 814-824.
- Horowitz, F. G., and A. Ruina, 1989. Slip patterns in a spatially homogeneous fault model. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B8, 10,279-10,298.
- Huixin, S., and C. Zuhuang, 1986. Geochemical characteristics of underground fluids in some active fault zones in China. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B12, 12,282-12,290.
- Hurukawa, N., 1989. A Bayesian approach to the detection of temporal changes in P wave velocity. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B2, 1649-1654.
- Hyams, Daniel, 1996. CurveExpert 1.21, a curve fitting system for Windows. <http://www.eng.clemson.edu/~dhyams/CurveExpert.html>

- Igarashi, G., and H. Wakita, 1991. Tidal responses and earthquake related changes in the water level of deep wells. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B3, 4269-4278.
- Igarashi, G., H. Wakita and T. Sato, 1992. Precursory and coseismic anomalies in well water levels observed for the February 2, 1992 Tokyo Bay earthquake. *Geophysical Research Letters*, Vol. 19, No. 15, 1583-1586.
- Igarashi, G., Y. Tohjima and H. Wakita, 1993. Time-variable response characteristics of groundwater radon to earthquakes. *Geophysical Research Letters*, Vol. 20, No. 17, 1807-1810.
- Irwin, W. P. and I. Barnes, 1980. Tectonic relations of carbondioxide discharges and earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 85, 3115-3121.
- Jackson, I., M. S. Paterson, H. Niesler, R. M. Waterford, 1984. Rock anelasticity measurements at high pressure, low strain amplitude and seismic frequency. *Geophysical Research Letters*, Vol. 11, No. 12, 1235-1238.
- Jaquet, O. and P. Y. Jeannin, 1994. *Modelling the karstic medium: A geostatistical approach*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 185-195. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Jin, A., and K. Aki, 1986. Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B1, 665-673.
- Jin, A., and K. Aki, 1989. Spatial and temporal correlation between coda Q^1 and seismicity and its physical mechanism. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B10, 14,041-14,059.
- Johnston, M. J. S., and R. D. Borchardt, 1986. Short-period strain ($0.1-10^5$ s): Near-source strain field for M_L 3.2 near San Juan Bautista, California, 1986. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B11, 11,497-11,502.
- Johnston, M. J. S., 1989. Review of magnetic and electric field effects near active faults and volcanoes in the U. S. A., *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57, 47-63.
- Johnston, M. J. S., A. T. Linde and M. T. Gladwin, 1990. Near-field high resolution strain measurements prior to the October 18, 1989, Loma Prieta M_s 7.1 earthquake. *Geophysical Research Letters*, Vol. 17, No. 10, 1777-1780.
- Jones, Lucile M., 1994. Foreshocks, aftershocks, and earthquake probabilities: Accounting for the Landers Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 3, pp. 892-899.
- Journel, A., 1974a. Geostatistics for conditional simulation of ore bodies. *Economical Geology*, 69, pp. 673-678.
- Journel, A., 1974b. *Simulation Conditionnelle - Théorie et Pratique*. Thèse Docteur-Ingénieur, Univ. Nancy I, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 110 pp.

- Journel, A., and J. Huijbregts, 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press, New York, 600 pp.
- Kagan, Yan Y., 1982. Stochastic model of earthquake fault geometry. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **71**, 659-691.
- Kagan, Yan. Y., 1990. Random stress and earthquake statistics: spatial dependence. *Geophys. J. Int.* **102**, 573-583.
- Kagan, Yan. Y., 1991. Seismic moment distribution. *Geophys. J. Int.* **106**, 123-134.
- Kagan, Yan. Y., 1992. On the geometry of an earthquake fault system. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **71**: 15-35.
- Kagan, Yan. Y., 1993. Statistics of characteristic earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83, No. 1, 7-24.
- Kagan, Yan. Y., 1997. Are earthquakes predictable?. *Geophys. J. Int.* **131**, 505-525.
- Kagan, Y. Y., and D. D. Jackson, 1994. Long-term probabilistic forecasting of earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B7, 13,685-13,700.
- Kagan, Yan. Y. and D. D. Jackson, 1996. Statistical tests of VAN earthquake predictions: Comments and reflections. *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, No. 11, 1433-1436.
- Kagan , Yan. Y., and L. Knopoff, 1977. Earthquake risk prediction as a stochastic process. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **14**: 97-108.
- Kagan , Yan. Y., and L. Knopoff, 1978. Statistical study of the recurrence of shallow earthquakes. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **55**: 67-86.
- Kagan, Yan Y. and L. Knopoff, 1981. Stochastic synthesis of earthquake catalogs. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, 2853-2862.
- Kagan , Yan. Y., and L. Knopoff, 1987. Statistical short-term earthquake prediction. *Science*, **236**, 1563-1567.
- Kanamori, H. and D. L. Anderson, 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the seismological Society of America*, Vol. 65, 1077-1095.
- Kanamori, H., 1977. The energy released in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 82, 2981-2987.
- Karakaisis, George F., 1993. Long-term earthquake prediction in the New Guinea-Bismarck Sea region based on the time- and magnitude-predictable model. *J. Phys. Earth*, **41**, 365-389.
- Karakaisis, George F., 1994. Long-term earthquake prediction along the North and East Anatolian Fault Zones based on the time- and magnitude-predictable model. *J. Phys. Earth*, **116**, 198-204.

- Kawabe, I., I. Ohno, and S. Nadano, 1988. Groundwater flow records indicating earthquake occurrence and induced Earth's free oscillations. *Geophysical Research Letters*, Vol. 15, No. 11, 1235-1238.
- Keilis-Borok, V. I., L. Knopoff, I. M. Rotwain, and C. R. Allen, 1988. Intermediate-term prediction of occurrence times of strong earthquakes. *Nature*, 335, 690-694.
- Keilis-Borok, V. I., and V. G. Kossobokov, 1990a. Premonitory activation of an earthquake flow: Algorithm M8. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 61, 73-83.
- Keilis-Borok, V. I., and V. G. Kossobokov, 1990b. Times of increased probability of strong earthquakes ($M \geq 7.5$) diagnosed by algorithm M8 in Japan and adjacent territories. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B8, 12,413-12,422.
- Keilis-Borok, V. I., and I. M. Rotwain, 1990. Diagnosis of time of increased probability of strong earthquake in 12 regions of the world. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 61, 57-72.
- King, C. -Y., 1978. Radon emanation on San Andreas fault, *Nature*, 271, 516-519.
- King, C. -Y., 1986a. Gas geochemistry applied to earthquake prediction: An overview, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B12, 12269-12281.
- King, C.-Y., 1986b. Predictability of slip events along a laboratory fault. *Geophysical Research Letters*, Vol. 13, No. 11, 1165-1168.
- Koizumi, N., R. Yoshiaka, and Y. Kishimoto, 1985. Earthquake prediction by means of change of chemical composition in mineral spring water. *Geophysical Research Letters*, Vol. 12, No. 8, 510-513.
- Koizumi, N., 1993. Frequency dependence of the groundwater discharge at an artesian well as recognized from tidal fluctuation records. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B1, 825-835.
- Langbein, J. O., R. O. Burford, L. E. Slater, 1990. Variations in fault slip and strain accumulation at Parkfield, California: Initial results using two-color geodimeter measurements, 1984-1988. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B3, 2533-2552.
- Lantuéjoul, C., 1994. *Non conditional simulation of stationary isotropic multigaussian random functions*. In M. Armstrong and P. A. Dowd (eds.), *Geostatistical Simulations*, 147-177. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 255 pp.
- Larkina, V. I., V. V. Migulin, O. A. Molchanov, I. P. Kharkov, A. S. Inchin, and V. B. Schvetcova, 1989. Some statistical results on very low frequency radiowave emissions in upper ionosphere over earthquake zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57, 100-109.

- Le Ravalec, M., Y. Gueguen and T. Chelidze, 1996. Magnitude of velocity anomalies prior to earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. B5, 11,217-11,223.
- Li, V. C., and J. J. Rice, 1983. Preseismic rupture progression and great earthquake instabilities at plate boundaries. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B5, 4231-4246.
- Lisowski, M., W. H. Prescott, J. C. Savage, and J. L. Svarc, 1990. A possible geodetic anomaly observed prior to the Loma Prieta, California, earthquake. *Geophysical Research Letters*, Vol. 17, No. 8, 1211-1214.
- Liu, H.-P., E. D. Sembera, R. E. Westerlund, J. B. Fletcher, P. Reasenber, and D. C. Agnew, 1985. Tidal variation of seismic travel times in a Massachusetts granite quarry. *Geophysical Research Letters*, Vol. 12, No. 5, 243-246.
- Lorenzetti, E., and T. E. Tullis, 1989. Geodetic predictions of a strike-slip fault model: Implications for intermediate- and short-term earthquake prediction. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B9, 12,343-12,361.
- Ma, X. Q., and N. J. Kusznir, 1995. Coseismic and postseismic subsurface displacements and strains for a dip-slip normal fault in a three-layer elastic-gravitational medium. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. B7, 12,813-12,828.
- Madden, T. R., G. A. LaTorraca, and S. K. Park, 1993. Electrical conductivity variations around Palmdale section of the San Andreas fault zone. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B1, 795-808.
- Maeda, Kenji, 1996. The use of foreshocks in probabilistic prediction along the Japan and Kuril trenches. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86, No. 1A, pp. 242-254.
- Marechal, A., 1975. *Analyse numérique des anamorphoses gaussiennes*. Ed. Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique Mathématique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, N-418, 61 pp.
- Marechal, A., 1978. *Gaussian anamorphosis models*. C-72. CG. Fontainebleau, 61 pp.
- Marin, A., 1976. *Methodologie de l'estimation et simulation multivariable des grands gisements tridimensionnels*. Thèse Docteur-Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 72 pp.
- Matheron, G., 1965. *Les Variables Régionalisées et leur estimation*. Ed. Mason et Cie., Paris, 212 pp.
- Matheron, G., 1970. *La Théorie des Variables Régionalisées et ses applications*. Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique Mathématique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Fasc. n° 5, 212 pp.
- Matheron, G., 1972. *The Turning Bands: A method for simulating random functions in R^n* . Ed. Centre De Géostatistique Et De Morphologie Mathématique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, N-303.

- Matheron, George, 1973. The intrinsic random functions and their applications. *Advances in Applied Probability*, No. 5, pp. 439-468.
- Matsumoto, N., 1992. Regression analysis for anomalous changes of ground water level due to earthquakes. *Geophysical Research Letters*, Vol. 19, No. 12, 1193-1196.
- Maxwell, S. C., and R. P. Young. 1993. Associations between temporal velocity changes and induced seismicity. *Geophysical Research Letters*, Vol. 20, No. 24, 2929-2932.
- Melosh, H. J., and A. Raefsky, 1983. Anelastic response of the Earth to a dip slip earthquake. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B1, 515-526.
- Molchan, G. M., O. E. Dmitrieva, I. M. Rotwain, and J. Dewey, 1990. Statistical analysis of the results of earthquake prediction, based on bursts of aftershocks. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 61: 128-139.
- Molchan, G. M., and Y. Y. Kagan, 1992. Earthquake prediction and its optimization. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B4, 4823-4838.
- Molchanov, O. A., Yu. A. Kopytenko, P. M. Voronov, E. A. Kopytenko, T. G. Matiashvili, A. C. Fraser-Smith, 1992. Results of ULF magnetic field measurements near the epicenter of the Spitak ($M_s = 6.9$) and Loma Prieta ($M_s = 7.1$) earthquakes: comparative analysis. *Geophysical Research Letters*, Vol. 19, No. 14, 1495-1498.
- Morales, J., F. Vidal, F. De Miguel, A. G. Alguacil, A. M. Posadas, J. M. Ibáñez, A. Guzmán and J. M. Guirao, 1990. Basement structure of the Granada basin, Betic Cordilleras, Southern Spain. *Tectonophysics*, 177 (1990), pp. 337-348.
- Mulargia, Francesco, 1992. Time association between series of geophysical events. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 71: 147-153.
- Murray, M. H., G. A. Marshall, M. Lisowski, R. S. Stein, 1996. The 1992 $M = 7$ Cape Mendocino, California, earthquake: Coseismic deformation at the south end of the Cascadia megathrust. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. 8, 17,707-17,725.
- Nagamine, K. and R. Sugisaki, 1991. Coseismic changes of subsurface gas compositions disclosed by an improved seismo-geochemical system. *Geophysical Research Letters*, Vol. 18, No. 12, 2221-2224.
- Namias, J., 1988. Similarity of anomalous sea level pressure fields during the July 1986 and September 1987 Southern California quakes. Accidental or indicative?. *Geophysical Research Letters*, Vol. 15, No. 4, 350-352.
- Namias, J., 1989. Summer earthquakes in Southern California related to pressure patterns at sea level and aloft. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B12, 17,671-17,679.
- Nielsen, S. B., and A. Tarantola, 1992. Numerical model of seismic rupture. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B11, 15,291-15,295.

- Novelo-Casanova, D. A., E. Berg, V. Hsu, and C. E. Helsley, 1985. Time-space variation of seismic S-wave coda attenuation (Q') and magnitude distribution (b - values) for the Petatlan earthquake. *Geophysical Research Letters*, Vol. 12, No. 11, 789-792.
- Ogata, Yosihiko, 1988. Statistical models for earthquake occurrence and residual analysis for point processes. *J. Am. Statist. Assoc.*, 83, 9-27.
- Ogata, Yosihiko and Koichi Katsura, 1993. Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogues. *Geophys. J. Int.* 113, 727-738.
- Ogata, Yosihiko, Tokuji Utsu and Koichi Katsura, 1996. Statistical discrimination of foreshocks from other earthquake clusters. *Geophys. J. Int.* 127, 17-30.
- Ohtake, M., 1987. Temporal change of Q_p^{-1} in focal area of 1984 Western Nagano, Japan, earthquake as derived from pulse width analysis. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B6, 4846-4852.
- Oike, K., and T. Ogawa, 1982. Observations of electromagnetic radiation related with the occurrence of earthquakes. *Annual Rep. Disaster Prevention Res. Inst. Kyoto Univ.*, 25, B-1, 89-100.
- Papadimitriou, E. E., and B. C. Papazachos, 1994. Time dependent seismicity in the Indonesian region. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B8, 15,387-15,398.
- Pardo-Igúzquiza, E. y M. Chica-Olmo, 1989. Simulación condicional de variables geológicas de una dimensión. Aplicación al estudio de la evolución de niveles piezométricos. *Boletín Geológico y Minero*, vol. 100-3, pp. 422-432.
- Pardo-Igúzquiza, E., 1989. *Simulación condicional geoestadística de parámetros geomíneros en una y dos dimensiones*. Tesis de Licenciatura. Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 181 pp.
- Pardo-Igúzquiza, E., 1991. *Simulación geoestadística de variables geológicas por métodos espectrales*. Tesis doctoral, Universidad de Granada.
- Pardo-Igúzquiza, E., M. Chica-Olmo and J. Delgado-García, 1992. SICON1D: A Fortran-77 program for conditional simulation in one dimension. *Computers & Geosciences* Vol. 18, No. 6, pp. 665-688.
- Park, S. K., 1991. Monitoring resistivity changes prior to earthquakes in Parkfield, California, with telluric arrays. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B9, 14,211-14,237.
- Parrot, M., and M. M. Mogilevsky, 1989. VLF emissions associated with earthquakes and observed in the ionosphere and the magnetosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57, 86-99.
- Peacock, S., S. Crampin, and D. C. Booth, 1988. Shear wave splitting in the Anza seismic gap, Southern California: Temporal variations as possible precursors. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. B4, 3339-3356.

- Peña, J. A., F. Vidal, A. M. Posadas, J. Morales, F. De Miguel, J. M. Ibáñez, and A. López-Linares, 1993. Space clustering properties of the Betic-Alborán earthquakes in the period 1962-1989. *Tectonophysics*, vol. 22, pp. 125-134.
- Pepke, S. L. and J. M. Carlson, 1994. Prediction of large events on a dynamical model of a fault. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B4, 6769-6788.
- Posadas, A. M., 1991. *Análisis espacio-temporal de series sísmicas. Aplicación a las Béticas Centrales*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 480 pp.
- Posadas, A. M.; F. Vidal; J. Morales; J. A. Peña; J. M. Ibáñez; F. Luzón, 1993a. Spatial and temporal analysis of a seismic series using a new version of the three point method: Application to the 1989 Antequera (Spain) earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **80**: 159-168.
- Posadas, A. M., F. Vidal, F. De Miguel, G. Alguacil, J. A. Peña, J. M. Ibáñez and J. Morales, 1993b. Spatial-temporal analysis of a seismic series using the Principal Components Method: The Antequera series, Spain, 1989. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B2, 1923-1932.
- Reilinger, R., 1984. Coseismic and postseismic vertical movements associated with the 1940 M7.1 Imperial Valley, California, earthquake. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B6, 4531-4536.
- Reilinger, R., 1985. A strain anomaly near the southern end of San Andreas fault, Imperial Valley, California. *Geophysical Research Letters*, Vol. 12, No. 9, 561-564.
- Rhoades, D. A., R. J. Van Dissen, and D. J. Dowrick, 1994. On the handling of uncertainties in estimating the hazard of rupture on a fault segment. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B7, 13,701-13,712.
- Rice, J. R., 1993. Spatio-temporal complexity of slip on a fault. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B6, 9885-9907.
- Richter, C. F., 1958. *Elementary Seismology*. W. H. Freeman and Company, San Francisco. 768 pp.
- Rikitake, T., 1976. Precursory geomagnetic change, pp. 207-209 in *Earthquake Prediction*, Elsevier, New York, 1976.
- Roeloffs, E. A., S. Schulz, F. S. Riley, and A. W. Records, 1989. Hydrologic effects on water level changes associated with episodic fault creep near Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B9, 12,387-12,402.
- Roeloffs, Evelyn and John Langbein, 1994. The earthquake prediction experiment at Parkfield, California. *Reviews of Geophysics*, 32, 3, pp. 315-336.
- Rudnicki, J. W., 1984. Effects of dilatant hardening on the development of concentrated shear deformation in fissured rock masses. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B11, 9259-9270.

- Rudnicki, J. W., and T.-C. Hsu, 1988. Pore pressure changes induced by slip on permeable and impermeable faults. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. B4, 3275-3285.
- Rudnicki, J. W., and C.-H. Chen, 1988. Stabilization of rapid frictional slip on a weakening fault by dilatant hardening. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. B5, 4745-4757.
- Rundle, John B., 1993. Magnitude-Frequency relations for earthquakes using a statistical mechanical approach. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B12, pp. 21943-21949.
- Rundle, J. B., and H. Kanamori, 1987. Application of an inhomogeneous stress (patch) model to complex subduction zone earthquakes: A discrete interaction matrix approach. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B3, 2606-2616.
- Sanders, C. O., and H. Kanamori, 1984. A seismotectonic analysis of the Anza seismic gap, San Jacinto fault zone, Southern California. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B7, 5873-5890.
- Sanders, C. O., 1990. Earthquake depths and the relation to strain accumulation and stress near strike-slip faults in southern California. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B4, 4751-4762.
- Sano, Y., Y. Nakamura, H. Wakita, K. Notsu, and Y. Kobayashi, 1986. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio anomalies associated with the 1984 Western Nagano earthquake: Possibly induced by a diapiric magma. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B12, 12,291-12,295.
- Sato, H., 1986. Temporal change in attenuation intensity before and after the Eastern Yamanashi earthquake of 1983 in Central Japan. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B2, 2049-2061.
- Sato, H., 1987. A precursorlike change in coda excitation before the Western Nagano earthquake ($M_s = 6.8$) of 1984 in Central Japan. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B2, 1356-1360.
- Savage, J. C., W. H. Prescott, and M. Lisowski, 1987. Deformation along the San Andreas fault 1982-1986 as indicated by frequent geodolite measurements. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B6, 4785-4797.
- Savage, M. K., W. A. Peppin and U. R. Vetter, 1990. Shear wave anisotropy and stress direction in and near Long Valley Caldera, California, 1979-1988. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 95, No. B7, 11,165-11,177.
- Savage, J. C., M. Lisowski, and M. Murray, 1993. Deformation from 1973 through 1991 in the epicentral area of the 1992 Landers, California, earthquake ($M_s = 7.5$). *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B11, 19,951-19,958.
- Segall, P., and D. C. Pollard, 1983. Nucleation and growth of strike slip faults in granite. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, No. B1, 555-568.

- Segall, P., 1985. Stress and subsidence resulting from subsurface fluid withdrawal in the epicentral region of the 1983 Coalinga earthquake. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. B8, 6801-6816.
- Shapiro, M. H., J. D. Melvin, T. A. Tombrello, J. Fong-liang, and L. Guiru, 1982. Correlated radon and CO₂ variations near the San Andreas fault, *Geophysical Research Letters*, Vol. 9, 503-506.
- Shinozuka, M., and M. C. Jan, 1972. Digital simulation of random processes and its applications. *Journal of Sound and Vibration*, Vol. 25, No. 1, pp. 111-128.
- Smith, W. D., 1981. The *b*-value as an earthquake precursor. *Nature*, 289, 136-139.
- Smith, W. D., 1986. Evidence for precursory changes in the frequency-magnitude *b*-value. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 86, 815-838.
- Spiegel, M. M., 1970. *Estadística*. Mc Graw-Hill, México D. F., 357 pp.
- Stark, Philip B., 1997. Earthquake prediction: the null hypothesis. *Geophys. J. Int.* 131, 495-499.
- Stierman, D. J., 1984. Geophysical and geological evidence for fracturing, water circulation and chemical alteration in granitic rocks adjacent to major strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B7, 5849-5857.
- Sugisaki, R., M. Ido, H. Takeda, Y. Isobe, Y. Hayashi, N. Nakamura, H. Satake, and Y. Nizutani, 1983. Origin of hydrogen and carbondioxide in fault gases and its relation to fault activity. *J. Geol.*, 91, 239-258.
- Sugisaki, R., and T. Sugiura, 1986. Gas anomalies at three mineral springs and a fumarole before an inland earthquake, Central Japan. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B12, 12,296-12,304.
- Sugisaki, R., 1987. Behavior and origin of helium, neon, argon, and nitrogen from active faults. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B12, 12,523-12,530.
- Sultankhodzhayev, A. N., 1984. Hydrogeoseismic precursors to earthquakes. *Proc. Int. Symp. Earthquake Prediction, UNESCO, Paris, 1979*, Terra Scientific, Tokyo, 181-191.
- Sykes, L. R., and S. P. Nishenko, 1984. Probabilities of occurrence of large plate rupturing earthquakes for the San Andreas, San Jacinto, and Imperial Faults, California, 1983-2003. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B7, 5905-5927.
- Takemoto, S., 1991. Some problems in detection of earthquake precursors by means of continuous monitoring of crustal strains and tilts. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B6, 10,377-10,390.
- Tate, J., and W. Daily, 1989. Evidence of electro-seismic phenomena. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57, 1-10.

- Teng, T.-L., and L.-F. Sun, 1986. Research on groundwater radon as a fluid phase precursor to earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B12, 12,305-12,313.
- Thatcher, W., and N. Fujita, 1984. Deformation of the Mitaka Rhombus: Strain buildup following the 1923 Kanto earthquake, Central Honshu, Japan. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. B5, 3102-3106.
- Thomas, D. M., K. E. Cuff, and M. E. Cox, 1986. The association between ground gas radon variations and geologic activity in Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B12, 12,186-12,198.
- Torcal, F., A. M. Posadas, M. Chica e I. Serrano, 1996. *Simulación Condicional Geoestadística de la evolución de la magnitud de una serie sísmica. Aplicación a la Serie de Berja-Almería (Diciembre de 1993 - Marzo de 1994)*. En Libro Homenaje en honor al Profesor Fernando de Miguel Martínez, pp. 653-686. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada e Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, Granada, España, 812 pp.
- Tse, S. T., and J. J. Rice, 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B9, 9452-9472.
- Udías, Agustín and John Rice, 1975. Statistical analysis of microearthquake activity near San Andreas Geophysical Observatory, Hollister, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 65, No. 4, pp 809-827.
- Underdahl, Brian, 1993. *La Biblia del QUATTRO PRO para Windows*. Ediciones ANAYA Multimedia, S. A., 975 pp.
- Utsu, Tokuji., 1969. Aftershocks and earthquake statistics (I) - Some parameters which characterize an aftershock sequence and their interrelations. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Series VII (Geophysics)*, Vol. 3, No. 3.
- Varnes, David J., 1989. Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity. *Pure and applied Geophysics*, **130**, 661-686.
- Varnes, David J. and Charles G. Bufe, 1996. The cyclic and fractal seismic series preceding an mb 4.8 earthquake on 1980 February 14 near the Virgin Islands. *Geophys. J. Int.* **124**, 149-158.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos, 1984a. Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes. I, *Tectonophysics*, **110**, 73-98.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos, 1984b. Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes. II. Determination of epicenter and magnitude, *Tectonophysics*, **110**, 99-125.
- Varotsos, P. and K. Alexopoulos, 1987. Physical properties of the variations of the electric field of the Earth preceding earthquakes, III, *Tectonophysics*, **136**, 335-339.

- Varotsos, P. and M. Lazaridou, 1991. Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electrical signals, *Tectonophysics*, **188**, 321-347.
- Veneziano, D., and J. Van Dyck, 1987. Statistical analysis of earthquake catalogs for seismic hazard, in *Stochastic Approaches in Earthquake Engineering*, edited by Y. K. Lin and R. Minai, vol. 32, *Lecture Notes in Engineering*, pp 385-427, Springer-Verlag, New York.
- Vere-Jones, D., 1978. Earthquake prediction- A statistician's view. *J. Phys. Earth*, **26**, 129-146.
- Vere-Jones, D., 1992. Statistical methods for the description and display of earthquake catalogues, in *Statistics in the Environmental and Earth Sciences*, edited by A. T. Walden and P. Guttorp, pp. 220-244, London.
- Vere-Jones, D., and T. Ozaki, 1982. Some examples of statistical estimation applied to earthquake data, I, Cyclic Poisson and self-exciting models. *Ann. Inst. Stat. Math.*, **B34**, 189-207.
- Vidal, F., 1986. *Sismotectónica de la región Cordilleras Béticas-Mar de Alborán*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, Granada, Spain, 457 pp.
- Vidal, F., 1994. *Los terremotos y sus causas*. En A. M. Posadas y F. Vidal (Eds.), *El estudio de los terremotos en Almería*, pp.17-38. Instituto de Estudios Almerienses, Diputación de Almería, 260 pp.
- Virk, H. S., and B. Singh., 1994. Radon recording of Uttarkashi earthquake. *Geophysical Research Letters*, **21**, 737-740.
- Wakita, H., Y. Sano, and M. Mizoue, 1987. High ^3He emanation and seismic swarms observed in a nonvolcanic, forearc region. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, No. B12, 12,539-12,546.
- Wakita, H., Y. Nakamura, and Y. sano. 1988. Short-term and intermediate-term geochemical precursors. *PAGEOPH*, **126**, 267-278.
- Wakita, H., G. Igarashi, Y Nakamura, Y. Sano, and K. Notsu, 1989. Coseismic radon changes in groundwater. *Geophysical Research Letters*, Vol. 16, No. 5, 417-420.
- Wakita, H., G. Igarashi and K. Notsu, 1991. An anomalous radon decrease in groundwater prior to an M6.0 earthquake: A possible precursor?. *Geophysical Research Letters*, Vol. 18, No. 4, 629-632.
- Wallace, R. E., J. F. Davis, and K. C. McNally, 1984. Terms for expressing earthquake potential, prediction and probability, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **74**, 1819-1825.
- Wang, W., and C. H. Scholz, 1994. Wear processes during frictional sliding of rock: A theoretical and experimental study. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B4, 6789-6799.

- Ward, S. N., 1991. A synthetic seismicity model for the Middle America Trench. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B13, 21,433-21,442.
- Ward, S. N., 1992. An application of synthetic seismicity in earthquake statistics: The Middle America Trench. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B5, 6675-6682.
- Ward, Steven N. and Saskia D. B. Goes, 1993. How regularly do earthquakes recur? A synthetic seismicity model for the San Andreas Fault. *Geophysical Research Letters*, Vol. 20, No. 19, pp. 2131-2134.
- Weeks, J. D., and T. E. Tullis, 1985. Frictional sliding of dolomite: A variation in constitutive behavior. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. B9, 7821-7826.
- Wei, M., Z. Wei and M. Li, 1985. Gravity changes before and after the Tangshan earthquake of July 28, 1976, and possible interpretation. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 90, No. B7, 5421-5428.
- Wyss, M., 1990. Changes of mean magnitude of Parkfield seismicity: A part of the precursory process?. *Geophysical Research Letters*, Vol. 17, No. 12, 2429-2432.
- Yamashita, T., and M. Ohnaka, 1991. Nucleation process of unstable rupture in the brittle regime: A theoretical approach based on experimentally inferred relations. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B5, 8351-8367.
- Yamashita, T., 1993. Application of fracture mechanics to the simulation of seismicity and recurrence of characteristic earthquakes on a fault. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, No. B7, 12,019-12,032.
- Yin, Z.-M. and G. Ranalli, 1995. Modelling of earthquake rupturing as a stochastic process and estimation of its distribution function from earthquake observations. *Geophys. J. Int.* **123**, 838-848.
- Yoshida, S., M. Uyeshima, and M. Nakatani, 1997. Electric potential changes associated with slip failure of granite: Preseismic and coseismic signals. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B7, 14,883-14,897.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen, R. M. Goldstein, A. Gabriel, and C. L. Werner, 1994. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: The Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. B10, 19,617-19,634.

Referencias de otros artículos y libros de interés consultados durante la realización de esta Memoria de Tesis Doctoral pero que no aparecen expresamente citados en el texto:

- Bufe, Charles G. and David J. Varnes, 1993. Predictive modeling of the seismic cycle ao the greater San Francisco Bay region. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, NO. B6, pp. 9871-9883.
- Davis, Scott D. and Cliff Frohlich, 1991. Single-link cluster analysis, synthetic earthquake catalogues, and aftershock identification. *Geophys. J. Int.* **104**, 289-306.
- De Miguel, F., 1979. *La función de azar en estadística de terremotos*. IIIª Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. COMUNICACIONES, TOMO I. Instituto Geográfico Nacional. Presidencia del Gobierno. Comisión Nacional de Geodesia y Geofísica, Madrid, pp. 459-470.
- de Polo, Craig M., John G. Anderson, Diane M. de Polo, Jonathan G. Price, 1997. Earthquake occurrence in the Reno-Carson City urban corridor. *Seismological Research Letters*, Vol. 68, No. 3, pp. 401-412.
- García, A., Editor Científico, 1990. *Instrumentación y proceso de datos en Ciencias de la Tierra*. Servicio de Publicaciones. Consejería de Cultura. Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. 205 pp.
- Geller, Robert E., 1997. Earthquake prediction: a critical review. *Geophys. J. Int.* **131**, 425-450.
- Hori, Takane and Kazuo Oike, 1996. A statistical model of temporal variation of seismicity in the inner zone of Southwest Japan related to the great interplate earthquakes along the Nankai Trough. *J. Phys. Earth*, **44**, 349-356.
- Keilis-Borok, V. I., 1990. The lithosphere of the Earth as a nonlinear system with implications for earthquake prediction. *Reviews of Geophysics*, 28, 1, pp. 19-34.
- Leary, P. C., 1997. Rock as critical-point system and the inherent implausibility of reliable earthquake prediction. *Geophys. J. Int.* **131**, 451-466.
- MacDonald, Gordon J., 1989. Spectral analysis of the time series generated by nonlinear processes. *Reviews of Geophysics*, 27, 4, pp. 449-469.
- Macelwane, J. B., S.J., 1946. Forecasting earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **36**, 1-4. Reprinted in *Geophys. J. Int.* (1997) **131**, 421-422.
- Matsumura, Shozo, 1984. A one-parameter expression of seismicity patterns in space and time. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 74, No. 6, pp. 2559-2576.
- Matthews, Robert A. J., 1997. Decision-theoretic limits on earthquake prediction. *Geophys. J. Int.* **131**, 526-529.

- Miller, Steve, 1997. Earthquakes: prediction and the media - a case study in public understanding of science. *Geophys. J. Int.* **131**, 530-533.
- Mulargia, Francesco, 1997. Retrospective validation of the time association of precursors. *Geophys. J. Int.* **131**, 500-504.
- Mulargia, Francesco and Paolo Gasperini, 1992. Evaluating the statistical validity beyond chance of 'VAN' earthquake precursors. *Geophys. J. Int.* **111**, 32-44.
- Posadas, A. M., A. J. López Linares y F. Vidal, 1989. *Método de las componentes principales. Aplicación al análisis de sismicidad*. Report 1/1989 Observatorio Universitario de Cartuja, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, 40 p.
- Rhoades, D. A. and F. F. Evison, 1993. Long-range earthquake forecasting based on a single predictor with clustering. *Geophys. J. Int.* **113**, 371-381.
- Rydelek, Paul A. and Lotte Hass, 1994. On estimating the amount of blasts in seismic catalogs with Schuster's method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 84, No. 4, pp. 1256-1259.
- Schafnester, M. and H. Burger, 1988. Spatial simulation of hydraulic parameters for fluid flow and transport models. *Geostatistics*, Kluwer Acad. Publ., Vol. 2, pp. 629-638.

Libros de consulta general:

Bolt, B. A., 1981. *Terremotos*. Editorial Reverté, S. A., Barcelona, España. 266 pp.

Cooley, W. W. and P. R. Lohnes, 1971. *Multivariate Data Analysis*. John Wiley & Sons, Inc., New York. 364 pp.

Spiegel, M. M., 1989. *Manual de fórmulas y tablas matemáticas*. Mc Graw-Hill, México D. F., 271 pp.

Wirth, N., 1987. *Algoritmos y estructura de datos*. Prentice-Hall Hispanoamericana, S. A., México 8 D. F., México. 305 pp.

Índice alfabético

A

- actividad sísmica, estudio de la, 46 a 48
- , ajuste de la, 48, 49
- alcance, 20, 21, 23 a 25, 29, 31, 32, 34, 39, 78 a 80, 82, 115, 126, 140 a 142, 148, 167, 170, 194
- aleatoria, frecuencia, 43
- , función, 11 a 17, 25, 26, 36, 42, 43, 45
- , variable, 12 a 14
- s, series sísmicas, 58 y ss.
- aleatoriedad, 67, 194
- aleatorio, carácter, 10, 12, 193
- , proceso, 6, 8, 10
- , variograma, 22, 23, 64
- s, ángulos, 43
- s, datos, 58, 59 a 62, 65 a 70
- s, medios, 36
- s, números, 58 a 60
- anamorfosis directa, 41, 42, 45, 80, 81
- inversa, 41
- anexos, 4, 197, 201

anisotropía, 11, 15, 25
 — geométrica, 23, 24
 — proporcional (véase también efecto proporcional), 25
 — zonal, 25
 —, coeficiente de, 23
 —, ejes de, 23, 24
 —, elipse de, 23, 24
 aplicación de los métodos, 71 y ss.
 autoridades, 2
 autosemejanza, 6
 azar, 58

B

Berja, Almería (España), 72, 106 y ss., 195
 bibliografía, 4, 209 y ss.

C

campo geométrico, 11
 certeza, 7, 67, 79, 80, 98 a 100, 114, 115, 121, 148, 151, 157, 166, 170, 191 a 193
 Ciencias de la Tierra (véase Tierra)
 coeficiente de anisotropía, 23
 — de asimetría, 39, 40, 63, 76, 77, 110, 111, 139, 165, 166, 182, 185
 — de correlación, 19, 53, 56, 92, 93, 102, 110, 115, 133, 153, 160, 185, 187, 188
 — de curtosis, 39, 40, 63, 76, 77, 110, 111, 139, 140, 165, 166, 182, 185
 — de proporcionalidad, 25
 — de rozamiento, 52
 — de variación, 38, 40, 63, 77, 110, 111, 139, 165, 166, 185
 conclusiones, 4, 190 a 196
 condicionamiento de la simulación, 43 y ss.
 continuidad geológica, 21
 coordenadas
 — polares, 15
 —, transformación de, 23
 Cordilleras Béticas, 72, 90, 157, 194
 corteza terrestre, 2, 5, 6
 correlación, 10, 15, 18, 19, 20, 23, 27, 39, 53, 56, 64, 65, 70, 79 a 84, 98, 99, 114 a 120, 148, 167 a 169, 184, 193
 correlograma, 18, 19, 76, 79, 80, 82, 98, 99, 114, 115, 117 a 121, 141, 143 a 148, 151, 167 a 170, 192
 covarianza, 10, 13, 14, 16 a 18, 21, 26 a 28, 30, 32, 39, 43
 cuartil inferior, 38, 40
 — superior, 38, 40
 cuasi-estacionariedad, 13, 14
 curvas de probabilidad, 9, 86, 98, 100, 114, 120, 121 a 126, 131, 148 a 151, 156, 170 a 173, 192, 195

D

datos, 6, 8
 —, calidad de los, 37
 —, conjuntos de, 8

- gaussianos, 41 y ss.
- reales, 41
- daños, 1, 2, 106
- deriva, 14, 25, 28
- desviación típica o estándar, 38, 40
- dinámica terrestre, 1
- distribución espacial, 6, 8, 10, 25, 72
 - estadística, 37 a 39, 48, 63, 76, 110, 166, 195, 207
 - leptocúrtica, 58, 62, 76, 110, 140, 195
 - mesocúrtica, 39
 - multimodal o polimodal, 62
 - platicúrtica, 62, 182, 195
 - unimodal, 58, 62, 195
- dominio, 10, 11, 12

E

- efecto "ceteris paribus", 7, 191
 - de pepita, 11, 22, 23, 34
 - de pozo, 26, 30, 33
 - piezoeléctrico, 46
 - proporcional, 25
- elipse de anisotropía, 23, 24
- energía, 2, 3, 5, 6, 9, 14, 45, 48 a 53, 55, 64, 66 a 71, 76, 87, 90, 94, 98, 101, 104, 105, 110, 127 y ss., 151 y ss., 182 y ss
 - sísmica, cálculo de la, 52
 - , paquetes de (véase también Método de los Paquetes de Energía), 3, 6, 45, 48, 49, 51, 53, 55, 56, 66, 67, 87 a 89, 95, 100 a 102, 127 y ss., 152 y ss., 173 y ss., 187 y ss.
- erupciones volcánicas, 1
- escala, 14, 23, 26, 28, 30, 75, 87, 95, 96, 115, 116, 120, 129, 141, 143, 166 a 169, 178
 - de intensidad M. S. K., 106, 181
 - de Richter, 10, 87, 94, 106
 - de tiempo humana, 2
 - de trabajo, 14
 - geológica, 1
 - global, 36
 - , propiedades de, 6, 8
- esperanza matemática, 11, 13, 14
- estacionariedad, 13, 14
- Estadística, 20
- estadísticos, 37 a 39, 63
- estimación (véase métodos de estimación)
- estimador, 8, 9, 202, 204, 205, 207
 - experimental del variograma, 15, 39
- estocástico, 3, 6, 43, 45, 47, 48, 55
 - , técnicas de carácter, 3
- estructura, 2, 3, 6, 7, 10, 12, 15, 19, 20, 23, 26, 27, 30, 39, 48, 49, 55, 64, 65, 67, 70, 79, 80, 86, 110, 151, 162, 182, 184, 191, 193, 195
 - de autocorrelación, 12
 - de correlación, 10, 27, 39, 64, 65, 84
 - fractal, 6
 - s imbricadas, 26

— s de periodicidad, 26

F

fallas, 6, 46, 50 a 52

fenómenos, 1, 2, 3, 5 a 10, 12 a 15, 17, 19 a 26, 28, 30, 64, 70, 144

— geofísicos, 1, 45

— geológicos, 2, 21, 23, 45

— meteorológicos, 1

— sísmicos, 48, 84

fractal, (véase estructura fractal)

fuerzas geológicas externas, 2

— — internas, 2

función, 6, 14, 16, 26 a 28, 53, 58

— ajustada, 39, 192

— aleatoria, 11 a 17, 25, 26, 36, 42, 43, 45

— correlograma (véase correlograma)

— covarianza (véase covarianza)

— de anamorfosis, 41, 42

— de densidad espectral, 43

— de distribución experimental, 41

— — — de probabilidad, 12, 39, 41, 42, 83

— — — de probabilidad gaussiana, 39, 41

— variograma (véase variograma)

funciones isomorfas, 43

G

gaussianos, valores o datos, 37, 39, 41, 42, 45

génesis, 6, 48, 193

Geoestadística, 5, 7 a 11, 33, 35

Geología, 2

grado de correlación (véase correlación)

Granada (España), serie sísmica de, 72, 94, 96, 106, 181 y ss., 191, 195, 196

H

hipótesis estacionaria, 12, 14

— geoestadísticas, 45

— intrínseca, 14

— nula, 58 a 60

— restrictivas, 12 y ss.

histograma, 37 a 41, 45, 58, 62, 76, 77, 84, 95, 113, 114, 139, 140, 165, 166, 197

— acumulado, 40, 62, 63, 76, 77, 86, 95, 113, 114, 139, 140, 165, 166

I

inferencia, 10

— estadística, 12

información, 2, 7

— de datos experimentales, 9, 10

informática, 8

Islas Vírgenes (Caribe), 72, 162 y ss., 195, 196

Iznájar, Córdoba (España), 95, 96, 97, 99, 100, 101, 104, 195, 196

K

krigeaje, 4, 8, 9, 43, 44, 83, 98, 99, 114, 120, 148, 167, 201 a 207

L

Landers (California), 72, 134 y ss., 193, 195

ley de distribución, 12

— — — de probabilidad, 12, 13

ley de Gutenberg-Richter, 62, 64

Litosfera, 5, 6

Loja, Granada (España), 95, 96, 97, 99, 100, 101, 104, 195, 196

M

magnitud, 3, 6, 9, 10, 48, 49, 52 a 55, 58 a 60, 63 a 66, 71 a 196

— equivalente, 54

mapas, 9, 72, 74, 96, 106, 108, 134, 182

Mar de Alborán, 49, 53, 56, 63, 72 y ss., 193, 195

media aritmética o media, 38, 40

mediana, 38, 40

medidas, 45, 46, 47

— de asimetría, 38, 40

— de centralización, 38, 40

— de curtosis o apuntamiento, 39, 40

— de dispersión, 38, 40

— o estadísticos, 37 a 39, 63

— preventivas, 2

medio ambiente, 1

memoria (véase también alcance), 20

— , composición de la, 3

meseta, 19, 20, 21, 23 a 25, 27 a 29, 31 a 34, 39, 79, 80, 115, 141, 148, 166, 167, 170, 173, 182, 184

Método de la Modelización Gausiana de las Colas de Distribución, 42

— de la Simulación Condicional Geoestadística, 3, 9, 35 y ss., 64, 76, 98, 110, 140, 166, 191, 192, 202

— de las bandas rotantes, 35

— de los Paquetes de Energía, 3, 46 y ss., 64, 87, 100, 127, 151, 173, 182, 191, 192, 203

— de Varnes y Bufe, 3, 55 y ss., 67, 90, 102, 131, 158, 178, 187, 191, 192, 203

métodos de estimación, 4, 8, 44, 201, 202

— de simulación, 35, 36, 39, 43, 181

— deterministas, 5, 46 y ss.

— espectrales, 43

— estocásticos, 48, 55

— geofísicos, 2

— matemáticos de regresión, 52

— probabilísticos, 5, 6, 8, 43

— , aplicación de los, 71 y ss.

— , validez de los, 58 y ss.

micro-regionalización, 23

moda, 38, 40
 modelo, condicionamiento del, 36
 — simulado, 36
 modelos compuestos, 30
 — cuantitativos, 2, 9
 — teóricos de variograma, 26 a 34
 momento central, 38, 40
 — estadístico, 14
 — sísmico, 3, 13, 49, 54, 90, 101, 131
 — — escalar, 54
 — temporal, 2, 3
 — s, de una distribución, 38, 40
 — s, de una función, 12,
 — s de primer orden, 14
 — s, de segundo orden, 13

O

ocurrencia, 74, 76, 93, 191
 —, momento o tiempo de, 2, 55, 57, 67, 68, 74, 76, 92, 94, 100, 102, 103, 105, 106,
 110, 120, 133, 140, 155, 156, 161, 180, 187, 192, 193
 —, probabilidad de, 3, 9, 80, 86, 94, 98, 100, 114, 121 a 126, 134, 140, 141, 148 a
 150, 170 a 172, 192

P

paquete de energía (véase también energía), 50
 paso, 15 a 17, 20, 21, 28, 29, 31, 32, 34
 proceso aleatorio, 6, 8, 10
 — de Poisson, 48, 49
 — de ruptura, 49 a 52
 profundidad, 5, 6

R

rango intercuartílico, 38, 40
 rango o recorrido, 38, 40
 referencias (véase bibliografía)
 régimen de esfuerzos, 194
 regionalización, 8, 10
 relajación, disipación o liberación energética, 6, 55, 193
 restitución de los valores gaussianos condicionados, 45
 restituir, 42
 resultados, 4
 riesgo sísmico, 48

S

sacudidas sísmicas, 49
 serie sísmica, 2, 3, 5, 6, 8 a 10, 13, 47 a 69, 71 y ss.
 —, definición de, 6
 simulación (véase métodos de simulación)
 sismicidad, 2, 6

—, definición de, 6
 — de una región, 6
 Sismología, 3, 5, 8, 199
 sistemas de fallamiento y fracturación, 6, 49
 soporte, 11, 197 y ss.
 suelo, 1, 5, 10, 181

T

temblor, 1
 temor, 2
 Teorema del Límite Central, 41
 Teoría de las Funciones Aleatorias, 12
 — de las Variables Regionalizadas, 7, 9
 — de Probabilidades, 6
 — de procesos estocásticos, 43
 terremoto, 1, 2, 3, 5 a 10, 45 a 60, 62, 64, 66, 67, 70, 71, 95 a 110, 112 a 114, 116 a 142, 148 a 159, 161 a 167, 170 a 183, 185, 187 a 189
 —, definición de, 5
 — s, agrupaciones de los, 49
 — s premonitores, principales y réplicas, 49
 — s, tamaño de los, 49, 52
 tiempo real, 3
 Tierra, 1
 —, Ciencias de la, 2, 9, 14
 topo-probabilístico, caracter de la variable regionalizada, 8, 10, 11
 transformada de Fourier, 43
 traslación, 12, 13

V

validación, 45
 validez de los métodos, 58 y ss.
 valores gaussianos (véase datos gaussianos)
 variabilidad, 5, 8, 11, 15, 20, 23, 25, 35 a 39, 192
 — espacial y/o temporal, 10, 37
 variables, 5, 6, 8, 9, 15, 26, 28, 36, 41
 — aleatorias, 11, 12
 — espaciales, 8
 — geológicas y geofísicas, 41
 — regionalizadas, 3, 4, 8, 26, 44
 — regionalizadas, concepto y propiedades, 9 y ss.
 — —, anisotropía de las, 11
 — —, continuidad de las, 11
 — —, soporte de las, 11, 197 y ss.
 varianza, 8, 10, 14, 16 a 22, 26, 31 a 33, 38, 40, 43, 63, 77 a 79, 82, 99, 110 a 115, 139, 142, 165 a 167, 170, 184, 185, 197 a 199, 202 a 207
 —, definición de, 38, 40
 variograma, 3, 6, 10, 14 a 30, 39, 43, 45, 48, 64, 65, 98, 110, 115, 116, 120, 166, 170, 182, 191 a 196
 —, análisis del, 19
 —, anisotropías del, 23
 —, comportamiento en el origen del, 21

- , comportamientos particulares del, 26
- , definición de, 15
- , estimador experimental del, 15, 39
- , modelos teóricos de, 26 a 34
- , zona de influencia del, 20
- experimental, 16, 18, 26 a 28, 30, 39, 76, 78 y ss., 98, 99, 115, 116, 120, 140 a 143, 147, 148, 151, 166, 182, 184
- , propiedades del, 16 y ss.
- relativo, 18, 19, 79 y ss., 99, 141, 147, 167
- teórico, 18, 19, 26, 27, 34, 39, 64, 76, 78 y ss., 98, 99, 114, 115, 120, 126, 140 a 142, 147, 148, 151, 166, 167, 170, 173, 182, 195
- s aleatorios, 22, 23, 64, 65
- vector, 13, 15
- vida, 1
- s humanas, 1, 2

Z

- zona de influencia, 20, 21
- sismogenética, 49 a 51, 193, 194



Biblioteca Universitaria de Granada



01052635

Fe de erratas

Con posterioridad a la edición de la Tesis doctoral titulada *Simulación probabilística, energética y temporal de series sísmicas* y hasta el mes de Octubre de 1998, se tiene constancia de las siguientes erratas:

- Página 2, penúltima línea del penúltimo párrafo:
Donde dice "El terremoto es un fenómeno geológico de difícil de estudiar...", debe decir "El terremoto es un fenómeno geológico difícil de estudiar...".
- Página 42, fórmula [94]:
Durante la impresión la fórmula ha salido recortada en su parte final. La fórmula completa es la siguiente:

$$y_i = G^{-1}[F(z_i)] = t - \frac{a_0 + a_1 t + a_2 t^2}{b_0 + b_1 t + b_2 t^2 + b_3 t^3}$$

- Página 44, penúltima línea del penúltimo párrafo:
El tamaño del subíndice de $y_s(x)$ debe ser igual al de los otros subíndices que aparecen en el párrafo.
- Página 74, Figura IV.1:
En el mapa de las localizaciones epicentrales situado a la derecha, las coordenadas del eje vertical han salido recortadas en su primera cifra, de tal modo que donde indica 6.3, 6.4, 6.5, 6.6 y 6.7 debe indicar 36.3, 36.4, 36.5, 36.6 y 36.7, respectivamente.
- Página 89, Figuras IV.14 y IV.15. En el texto del pie de ambas figuras aparece la frase: "Se ha supuesto que se conocen los primeros 59 datos de la serie sísmica y no los posteriores". Cuando debería decir: "Se indican la cantidad de paquetes de energía presentes en la totalidad de la serie (88 terremotos)".
- Página 98, último párrafo. Donde indica 93% debe decir 7% y viceversa, donde indica 7% debe de decir 93%.
- Página 101. Figura IV.25. En el texto del pie de la figura, donde indica 93% debe decir 7% y viceversa, donde indica 7% debe de decir 93%.
- Páginas 166 y 167, final de la primera e inicio de la segunda. La frase completa debe decir: "...e incluso quedan fuera de la escala vertical del gráfico, y el correlograma...".
- Página 211, antepenúltima referencia:
La fecha de publicación aparece entre paréntesis, (1989), y siguiendo el modelo de las demás referencias debería aparecer sin paréntesis, 1989.

