

INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL  
SERVICIO DE SISMOLOGÍA

---

---

EL SISMO DEL SEGURA MEDIO  
DE 25 DE AGOSTO DE 1940

POR

ALFONSO REY PASTOR  
INGENIERO GEÓGRAFO. CORONEL DE ESTADO MAYOR



EL SISMO DEL SEGURA MEDIO DE 25 DE AGOSTO DE 1940

## ANTECEDENTES

El día 25 de Agosto de 1940 los sismógrafos de la Estación de Alicante registraron una vigorosa sacudida correspondiente a un sismo de distancia epicentral de 72 a 78 kilómetros. Por los despachos telegráficos de las demás Estaciones pudimos fijar la situación del epicentro en la cuenca del Segura Medio, y por los datos de los informadores concretamos la situación de tal punto en la comarca de Blanca-Archena.

Aunque el sismo no tuvo carácter violento ni hubo daños en las edificaciones, sin embargo, consideramos que sería de interés su estudio y pedimos a la Superioridad autorización para efectuar un reconocimiento en la zona epicentral. Aprobada por la Dirección general del Instituto Geográfico y Catastral tal propuesta, efectuamos sobre el terreno un examen de las circunstancias en que se ha desarrollado el fenómeno.

La sacudida principal, en el epicentro, tuvo lugar a las 0<sup>h</sup> 21<sup>m</sup> 51<sup>s</sup> (tiempo medio Greenwich), según se deduce del análisis sismométrico que figura en la segunda parte de esta Memoria. Fué percibida con casi igual intensidad y características en los pueblos de Blanca, Ricote, Ojós Ulea y Villanueva del Segura; tuvo una duración de unos dos a tres segundos, intensidad de grado  $V \frac{1}{2}$  y fué precedida de ruidos de tipo II de Davison (trueno lejano). En todos los pueblos referidos, la dirección del movimiento, así como la de los ruidos, fué la del eje del Segura. El fenómeno acústico tuvo lugar con efectos de resonancia acentuada en algunos lugares próximos a barrancos o acantilados de las orillas del río.

El carácter vibratorio de la sacudida principal fué de componente horizontal con algún débil valor susultorio en varios puntos. En los pueblos antes referidos se notaron varias réplicas débiles en número de tres, siendo la primera a las 3<sup>h</sup> 05<sup>m</sup>, de grado III; otra, de grado II, a las 3<sup>h</sup> 15<sup>m</sup>, y la tercera, a las 5<sup>h</sup> 10<sup>m</sup>.

Algunos informadores señalan hasta ocho muy débiles en el espacio

*de nueve horas. En los pueblos de Ceuti y Lorquí, aunque la intensidad del choque fué algo menor que en Blanca, Ojós y Ulea, también se sintieron tres sacudidas. En todos los puntos la dirección del movimiento en las réplicas fué igual que la correspondiente a la sacudida principal.*

*No hubo modificación alguna en el relieve del suelo, si exceptuamos unas grietecillas en Archena, ya existentes, que se abrieron algo más, efecto de la sacudida. El manantial tampoco sufrió alteración ninguna ni en el caudal ni en la temperatura del agua.*

*En los capítulos que siguen exponemos los resúmenes de las observaciones y cálculos efectuados; dedicamos la primera parte al estudio geológico y sísmico de la comarca y la segunda al análisis sismométrico.*

## PRIMERA PARTE

---

### Estudio sismo-tectónico de la Comarca.

---

#### **I.—Región meridional de la Península.**

Para los estudios de sismicidad que hemos efectuado en la Península Ibérica (2) (\*) tomamos como base fundamental los trabajos de Geografía y Geotectónica modernamente publicados, más los correspondientes a datos sísmicos de orden histórico y científico, obtenidos éstos por los registros instrumentales de la Red española, juntamente con los del «Bureau Central Séismologique International» (1).

Hemos dividido el área peninsular en cuatro grandes regiones o unidades fundamentales, éstas a su vez en zonas y a su vez algunas de ellas han podido subdividirse en comarcas sísmicas. La zona objeto particular de estudio ha de ser ahora la de Murcia-Alicante y, especialmente, la Comarca del Segura o murciana; pero antes han de exponerse unas ideas sucintas acerca del carácter o tipo sísmico de la Región meridional.

En ésta se destacan en primer lugar dos elementos estructurales: la Depresión del Guadalquivir o Valle Bético y la potente masa montañosa de los Sistemas «Penibético» y «Mole Bética» (\*\*).

La Región meridional queda perfectamente separada de la central

---

(\*) Véase Nota Bibliográfica.

(\*\*) Existen diversidad de criterios en la cuestión de nomenclatura de estos Sistemas montañosos. Nosotros nos atendremos al criterio adoptado por el Instituto Geológico y Minero, expuesto de modo conciso y brillantemente razonado por Don Pedro Novo y Chicarro en la Introducción de la obra *De Sierra Morena a Sierra Nevada* (8).

o Macizo Hespérico por la falla del Guadalquivir, accidente bien marcado en el trayecto Huelva-Bailén, menos claro de Bailén a Villa-Rodrigo y completamente oculto hacia Levante.

El «Sistema Penibético» presenta caracteres de verdadera cordillera, tanto por su génesis como por su homogeneidad estratigráfica y morfológica; sus materiales mesozoicos y cenozoicos han sido modelados en el fondo del geosinclinal y plegados alpinicamente de modo violento. Su eje orográfico se extiende desde Tarifa al Cabo de la Nao con varios encorvamientos e inflexiones.

La «Mole Bética», dice Gavala (8), es resto de una antigua meseta con engañosa apariencia de cordillera a causa de su variada composición petrológica y reducidas dimensiones transversales. Los depósitos miocenos que la cubren parcialmente están casi horizontales, prueba de que en ellos no han producido plegaduras los movimientos alpinos, que en el Sistema Penibético han levantado las capas miocenas hasta la vertical.

Así, pues, quedan incluidos en la denominación de «Mole Bética» o «Sistema Bético» el conjunto de terrenos no influidos por los movimientos alpinos que forman la costa entre el Cabo de Gata y la Serranía de Ronda.

Para establecer un límite entre ambos Sistemas montañosos, hay que basarse en los caracteres geológicos, ya que geográficamente no hay un accidente general visible que se pueda adoptar como tal límite. Además, hay que tener en cuenta que el macizo integrado por materiales arcaicos y primarios de la misma estructura que la Meseta Ibérica, está en varios sitios recubierto por sierras secundarias del Sistema Penibético, como desbordamientos producidos por la violencia del plegamiento alpino.

Según este criterio, el límite buscado puede ser una línea que pasa aproximadamente por Gaucín, Benaolán, Arriate, Peñarrubia, Bobadilla, Antequera, Loja, Granada, Guadix, Baza, Vélez Rubio y Lorca. Los principales accidentes geológicos que marcan tal separación son: Fosas del Guadiaro, Alto Guadalhorce, Genil medio, Hoyas de Guadix, Baza y Lorca-Totana.

Para el estudio sismotectónico de la Región meridional nos interesa recordar algunos rasgos fundamentales de la evolución orográfica de la Cordillera Penibética, especialmente en las Eras secundaria, terciaria y cuaternaria (3) (4) (5).

Sabemos que en el período jurásico existía un profundo geosinclinal al S. de la Falla de Sierra Morena; esta amplia depresión comprendía la mayor parte del emplazamiento de la actual cordillera, formando un vasto cauce que comunicaba el Atlántico con el Mediterráneo. Los sedimentos de gran potencia formados durante la Era secundaria, constituyeron el material fundamental con que luego se había de fraguar la actual cordillera. En tales tiempos ya estaban emergidos los núcleos cristalinos de Nevada, Filabres, etc., los que corresponden a las raíces de los plegamientos hercinianos de la Península (5).

En la Era terciaria se desarrollan las más intensas fases orogénicas que dieron lugar a los principales relieves peninsulares, bien por formación inicial o por rejuvenecimiento de los anteriores. En el período eoceno continúa, en la región que estudiamos, la invasión marítima desde el Algarve al Cabo de la Nao. (Por fin del mismo período ocurren en el NE. de la Península intensos plegamientos que dieron su relieve principal al Pirineo y Cordillera Ibérica.)

En el mioceno (época helvetiense) se realiza primeramente una transgresión marítima, y luego se desencadena una impetuosa acción orogénica, que en sentido tangencial y de SE. a NW. (21) plegó violentamente los estratos del geosinclinal y dió lugar a la formación de la actual Cordillera Penibética, la cual envolvió con sus pliegues a los antiguos núcleos de la Mole Bética. A esta fase de actividad dinámica siguió otra de tranquilidad hasta fines del mismo período mioceno, durante las épocas sarmatiense y pontiense.

A fines del mioceno y comienzos del plioceno se origina una nueva fase de actividad telúrica en forma de remisión de empujes tangenciales por enfriamiento de estratos; se verifica la fragmentación de bloques corticales según líneas de dislocación, hundimientos de unos respecto a otros y, por último, la sumersión de las masas costeras da lugar a la formación de los Ovalos Mediterráneos y apertura del Estrecho de Gibraltar. Simultáneamente, por las numerosas fisuras abiertas, tienen lugar erupciones violentas de materiales basálticos.

En los tiempos pliocenos, y aun en la Era cuaternaria, han continuado y continúan los movimientos de bloques corticales en forma atenuada; estos movimientos son visibles en algunos parajes costeros, mientras que en el interior solamente son acusados por los movimientos sísmicos y delatados por rigurosas revisiones de las redes geodésicas.

## II.—La Cordillera Penibética.

### SUS CARACTERÍSTICAS

Es sumamente interesante la estructura de esta Cordillera y creemos conveniente examinar sus caracteres geológicos, orográficos y sísmicos, antes de entrar en el detalle de la Comarca del Segura enclavada en la parte oriental de la misma.

Los terrenos predominantes son los secundarios (triásicos y jurásicos) y terciarios (miocenos en su mayoría). Los sedimentos de este sistema son, en general, de tipo transgresivo, y todos ellos aparecen profundamente plegados y transformados. Aunque aparentemente existe gran discordancia entre la estructura orográfica de este sistema montañoso y el de la Mole Bética, Cueto (5) considera que el plegamiento alpino tuvo lugar adaptándose a las raíces y dislocaciones caledoniana y hercinianas, y por ello el encorvamiento de la Penibética corresponde a una estructura fundamental anterior.

El eje orográfico de la Cordillera considerada de SW. a NE. presenta los siguientes rasgos: primeramente se destaca el encorvamiento de las Serranías de Ubrique y Grazalema; luego la directriz marcha rectilíneamente hasta la Sierra de Cazorla, donde sufre una curvatura en dicha Sierra y sus paralelas de Alcaraz y Segura; por último, pasado este núcleo montañoso, casi desaparece la verdadera directriz entre el Segura Medio y el Cabo de la Nao, aunque pueden apreciarse, sin embargo, otros nuevos encorvamientos en tierras de Murcia y Alicante.

Se ve patente el contraste entre las cadenas plegadas normalmente frente al Valle Bético y las que han sufrido el choque contra el borde de la Meseta desde Alcaraz. Por estas razones debemos considerar en la Cordillera cuatro tramos o sectores de estructura distinta consecuentes a las modalidades de su génesis orogénica.

### SECTOR 1.º

Lo integran las montañas del Arco de Gibraltar que envuelven el extremo occidental de la Mole Bética. Sus principales Sierras son: las del Campo de Gibraltar, Ubrique, Algibe y Grazalema, enclavadas entre la Punta de Tarifa y el Guadalete. En la Serranía de Grazalema pre-

senta este arco el punto de máxima curvatura, y en ella se destacan varias fallas y líneas de dislocación estudiadas por Gavala (9), más un grupo importante de focos sísmicos de actividad bien reciente. Las altitudes máximas corresponden a la Serranía de Grazalema con 1.654 metros.

## SECTOR 2.º

Se extiende desde el Alto Guadalete hasta el Guadiana Menor, y lo forman un grupo de Sierras cuyo tipo de plegamiento no es tan anormal como el de los otros sectores. Su vertiente N. desciende suavemente hacia «La Campiña», mientras que por el S. termina en el contacto de los terrenos secundarios contra los arcaicos y primarios de la Mole Bética. Sin embargo, por tierras de Jaén ya tienen lugar fenómenos de cabalgamiento característicos de la reacción del borde de la Meseta (6).

La línea de contacto de ambos sistemas es un accidente tectónico de una importancia parecida a la Falla del Guadalquivir, si bien aquélla es de carácter sumamente complejo, mientras que ésta es de tipo uniforme y rectilíneo.

Las alineaciones montañosas de este segundo sector siguen una dirección general de SW. a NE. Sus Serranías van aumentando gradualmente de elevación en este mismo sentido: Sierra de Teril, 1.130 metros; Sierra de Priego, 1.380 metros; Sierra de Lucena, 1.604 metros, y Sierra de Magina, 2.165 metros.

La sismicidad de este Sector es relativamente pequeña y en su área montañosa no se reconocen accidentes tectónicos de importancia. Los núcleos sísmicos residen al S. en la línea tectónica situada entre ambas subcordilleras.

## SECTOR 3.º

Lo forman los macizos montañosos entre el Guadiana Menor y el Río Segura en su trayecto medio; alcanza las mayores altitudes de todo el Sistema: Sierra de Cazorla, 1.831 metros; Sierra de Segura, 2.035 metros; Sierra de la Sagra, 2.483 metros, y Sierra de Taibilla, 2.001 metros. En las Sierras de Segura y de la Sagra se forma el nudo de orográfico fundamental entre las vertientes del Atlántico y el Mediterráneo, con nacimientos de los Ríos Guadalquivir y Segura.

El eje general sufre en este sector un encorvamiento que ofrece su concavidad hacia el S. (Véase Mapa sismotectónico de la última página.)

El macizo mesozoico muestra los efectos del choque de las capas plegadas alpinicamente contra el borde de la Meseta, cuya resistencia motivó la deformación de las masas levantadas, con la consiguiente de inflexión del eje resultante y los interesantes fenómenos de cabalgamiento sobre el borde rígido de aquélla.

Este tercer sector presenta todas las características de una cordillera disimétrica; al N. se extiende por el núcleo de colinas del Campo de Montiel y Lomas de Chinchilla, y por el S. queda separado de la Mole Bética por las fosas tectónicas de Guadix y Baza. La sismicidad del macizo es muy pequeña y los fosos quedan, unos en el ante-pais del N. y los demás en las fosas tectónicas citadas.

#### SECTOR 4.º

A partir del río Segura, en su confluencia con el Mundo, la Cordillera cambia por completo de aspecto; las alineaciones montañosas, antes bien definidas en los grupos anteriores, se pierden en las provincias de Murcia y Alicante, donde las sierras están orientadas en múltiples direcciones que dan al conjunto un aspecto sumamente variado.

Es evidente que la reacción del empuje orogénico en estas comarcas levantinas fué muy distinta a la correspondiente a los sectores anteriores. En este frente, las capas recién levantadas actuaron contra el mismo borde del Pilar de la Meseta y las estribaciones o eslabones finales del Sistema Ibérico ya emergido con anterioridad.

Los movimientos de distorsión y ajuste sufridos al final de la Era terciaria han actuado por igual en la Comarca de Alicante que en la de Valencia, produciéndose en ambas numerosas fallas y hundimientos que han impreso cierto matiz de semejanza a los macizos finales de la Cordillera Penibética y el Sistema Ibérico, hasta el extremo de ser difícil el marcar una línea de separación entre ambos, ni orográfica ni geológicamente. H. Pacheco (3) determina tal límite por el valle del Montesa entre las Sierras de Enguera y Grossa, y luego por el Bajo Júcar.

El eje del Sistema orográfico, después del encorvamiento hacia el SE., cambia su orientación hacia el E. y NE., y en el punto de inflexión es cortado por la Falla del Segura. Ya en la provincia de Alican-

te ofrece otro cambio en forma atenuada para terminar en el Cabo de la Nao. En esta nueva inflexión es cortada la Cordillera por la línea sísmica Valencia-Alicante.

## ACCIDENTES TECTÓNICOS

Más adelante expondremos el comportamiento sísmico de las líneas de dislocación de la Comarca del Segura. Ahora solamente recordaremos el trazado de las líneas fundamentales de la Región, y especialmente las de la zona de Murcia-Alicante.

*Falla del Guadalquivir.*—De tipo longitudinal; carácter uniforme; representa el borde meridional del macizo arcaico de la Meseta; es el accidente tectónico más importante de la Península.

*Falla diagonal Penibética* (28).—También de tipo longitudinal. Accidente complejo formado por una serie de fosas, fallas y depresiones tectónicas, que corresponden a otro accidente antiguo que marca el emplazamiento del borde septentrional del macizo de la Mole Bética. Entre éste y la Falla del Guadalquivir se forjó el levantamiento de la Cordillera Penibética.

*Falla del Sangonera.*—Comprende los valles del Guadalentín y Sangonera (\*). Puede considerarse como continuación de la anterior. La Sierra de Carrascoy, aunque por sus caracteres geológicos y orográficos está asignada a la Penibética, en realidad, por su fundamento, más bien pertenece a la Mole Bética, como uno de los mantos secundarios y terciarios que han montado sobre los macizos hercinianos ya emergidos con anterioridad al plegamiento.

*Fallas transversales de la Mole Bética.*—Son las ya conocidas del Guadalhorce, Sierra Tejada, Nacimiento y Almanzora; todas ellas tienen marcado paralelismo con la del Segura medio y están trazadas según las prolongaciones de la raíces de los arrasados pliegues hercinianos de la Meseta.

*Fallas de la Penibética.*—En las Serranías de Grazalema y Ubrique, Gavala (9) ha determinado la situación de numerosas fallas, siendo la más importante la del Mejaceite-Barbate, que se prolonga por el S. hasta tierras africanas (10). La falla del Segura medio, que es, sísmicamente considerada, la más importante de las transversales de la Penibética; de ella hablaremos luego más detalladamente.

---

(\*) Recibe el nombre de Sangonera el curso bajo del Guadalentín.

La línea sísmica del Bajo Segura también es de notable valor por contener focos activos de primer orden, como luego veremos. La determinada por Novo (26), entre Villena y Sax, se prolonga hacia el NE., según la línea sísmica de Bañeres. La falla de Montesa, definida por H. Pacheco. La línea sísmica de Sagunto-Alicante. La línea Mula-Ceuti-Fortuna (27) (28), probable fractura oculta, la cual ha ejercido influencia notoria en la propagación del movimiento vibratorio del sismo, que estudiaremos en la segunda parte. Otra falla digna de estudio es la de Calasparra, que comprende la confluencia del Mundo con el Segura y luego la del Argos. Con esta falla están relacionados los sismos definidos de Moratalla y Caravaca.

### **III.—La Comarca del Segura medio.**

#### SU EXTENSIÓN

En el estudio geológico de una región o comarca, las líneas de dislocación (fracturas, fallas, fosas tectónicas, líneas sísmicas, etc.) tienen un papel representativo fundamental para la delimitación de los bloques corticales; permiten analizar el comportamiento isostático de cada uno y deducir su grado de estabilidad o tendencia definida hacia el equilibrio sobre la capa magmática.

Estas líneas de dislocación unas veces son bien visibles, con muestras claras de los efectos de diastrofismo; otras veces solamente pueden reconocerse por la situación de epicentros de focos sísmicos, y cuando se conoce la profundidad hipocentral de los mismos, se logra el reconocimiento completo de las fracturas ocultas activas.

Si queremos realizar un estudio de sismicidad de una comarca, las líneas sismotectónicas, en vez de dividir, unen un cierto territorio, dándole un mismo carácter de inestabilidad, revelado por los coeficientes de intensidad y frecuencia. Por esta razón es difícil, a veces, el delimitar estas comarcas de una manera precisa, y hay que conformarse con establecer límites generales de tipo convencional. Para el estudio del sismo de 25 de Agosto de 1940, denominaremos «Comarca del Segura medio» la extensión superficial afectada de modo amplio por los movimientos sísmicos de los focos enclavados en la falla que, como dijimos, se extiende de Cieza a Alcantarilla (véase Mapa sismotectónico).

## CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA

Es sumamente variada en esta parte de la provincia de Murcia, y predominan los terrenos terciarios, especialmente eoceno y mioceno, entre los cuales surgen numerosos asomos de materiales mesozoicos (cretáceos y triásicos), que corresponden a una amplia faja que desde el N. de la provincia de Málaga se extiende hacia el E.; en la provincia de Murcia ocupa la parte del NW., atraviesa la mancha neógena de Cieza-Murcia y continúa en forma de asomos aislados en Alicante hasta cerca del Cabo de la Nao (21).

El diluvial solamente cubre la parte NE. de Cieza y el aluvial el valle del Segura y vaguadas de confluencia, en las que se cultivan sus terrenos en feracísimas huertas.

El cultivo de regadío abarca también buenas porciones de terrenos terciarios, mediante una amplia red de riegos con elevaciones a más de 40 metros de altura sobre el nivel del río.

Las rocas hipogénicas modernas están representadas en varias series de asomos: uno en el río Quipar, al NW. de Cieza; otro en el eje de Segura, al W. de Blanca-Archena, y el tercero en el río de Mula. Al E. del Segura, y algo alejado, queda otro grupo cerca de Fortuna. En la depresión del Sangonera hay también algunos asomos basálticos.

En los alrededores de Cieza aparecen varios islotes triásicos con estratificación sumamente perturbada y contactos con el mioceno, casi siempre anormales (12); una faja, también triásica, se extiende por Blanca-Ricote-Ojós, en la orilla derecha del río, y en la izquierda reaparecen algunos islotes del mismo terreno. La gran mancha de Mula-Cieza corresponde al eoceno inferior; la de Archena, también de gran extensión, es de mioceno, clasificado por Mallada y otros autores como de facies marina, pero según los últimos estudios de Royo (13) es definido como continental, consignándose que el marino se halla más hacia la costa. En este terreno se destacan potentes conglomerados de capas de areniscas, más o menos compactas, y abundantes bancos de margas yesíferas (15) teñidas con fuertes óxidos ferruginosos.

Los estratos del mioceno inferior y medio se encuentran sumamente trastornados y con numerosas fracturas y desgajes, consecuentes a violentos efectos de acciones de distorsión. El mioceno superior se presenta, en pocos sitios, en bancos algo inclinados hacia el E.

Los efectos de cabalgamiento, antes citados, de la zona del N. de la

Cordillera, también han sido reconocidos por Fallot (14) al NE. de Caravaca, en la Sierra de la Puerta, donde surgen una serie de estratos invertidos en el mismo sistema eoceno de la mancha de Cieza. Próximo a esta ciudad hay otro cabalgamiento sobre el neogeno, y, hacia Calasparra, son evidentes numerosas dislocaciones. Por el E. han sido marcados cabalgamientos hasta en las Sierras de la Pila y de la Espada, en puntos próximos al límite con la provincia de Alicante.

## RÍO SEGURA

En su recorrido se diferencian notablemente tres sectores o tramos: «Alto Segura», desde su nacimiento hasta Calasparra, poco después de su confluencia con el Mundo; «Medio Segura», hasta Alcantarilla, y «Bajo Segura», hasta Guardamar.

El primer trayecto es fiel expresión de la directriz orográfica de las Sierras de Segura y Calar del Mundo, en suave curvatura hacia el NE. y E.; su cauce está subordinado al valle orográfico. El segundo trayecto, en cambio, ofrece un trazado de segmentos rectilíneos: primeramente de Calasparra a Cieza, y después de aquí hasta Alcantarilla. El tercero, de escaso desnivel, presenta el régimen de meandros divagantes impuestos por el nivel de base de su desembocadura.

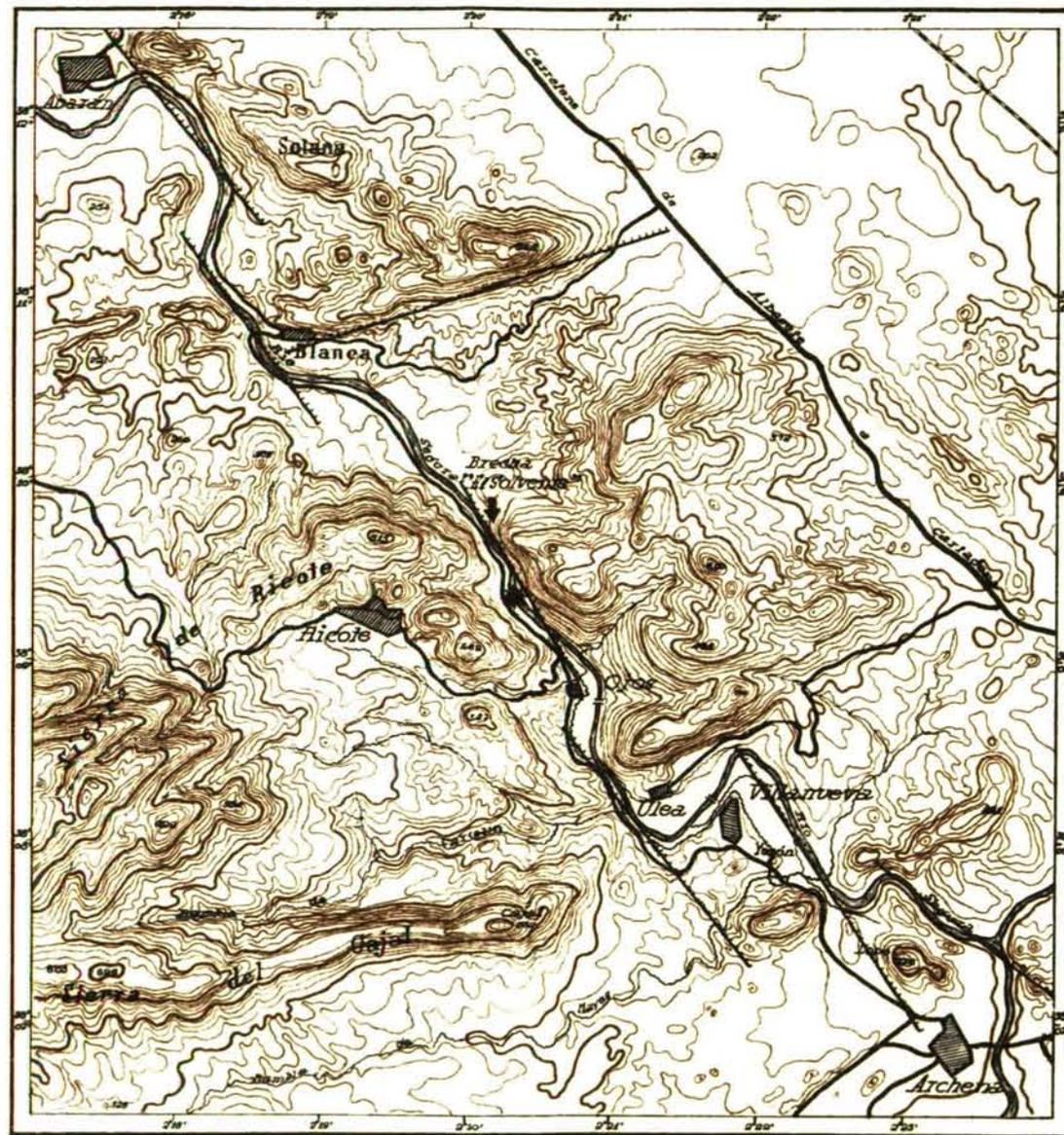
El segundo sector es el que nos interesa, y en él se ve claramente que su cauce abandona la orientación impuesta por las divisorias del sistema montañoso y se desvía bruscamente, primero por la fractura Calasparra-Cieza, oblicuamente a los ejes montañosos, y luego se lanza de Cieza hacia Murcia por otro accidente tectónico en sentido perpendicular a aquellos ejes, siguiendo las múltiples inflexiones obligadas por los innumerables accidentes que encuentra a su paso.

### **IV.—La falla del Segura.**

Con este nombre se suele designar un destacado accidente tectónico que, en sentido rectilíneo, se extiende desde Cieza hasta Ceutí-Lorquí. No es realmente una falla sencilla, sino una alineación de fracturas, fallas, pliegues-fallas, desgajes, etc., por los cuales corre el Segura en el trayecto citado, y dicho río continúa actualmente con su labor erosiva ahondando la brecha abierta por las acciones dinámico-internas (fig. 1.<sup>a</sup>).

Desde Cieza hasta Abarán, el cauce del río está encajado; al llegar a

# Curso del Segura medio



0 1 2 3 4 5 Km.  
*Escala*  
----- Lineas de fractura \* Epicentro

**Fig:1.-**

este punto el valle es disimétrico y, en la margen izquierda, se presentan sus laderas erosionadas por una serie de crestones de areniscas compactas del mioceno medio, casi verticales, con abundantes masas de derrubios y grandes bloques caídos (fig. 2.<sup>a</sup>). Estos crestones son los arranques de una bóveda anticlinal, cuyo eje está al NW. de la carretera Madrid-Carriena. En la orilla derecha, en cambio, los Cerros de «La Corona» presentan su estratificación casi horizontal con bancos de margas y areniscas del plioceno probablemente. Este contraste nos hace ver la existencia de una falla desde Abarán hasta las inmediaciones de Blanca, en el mismo cauce del río, con hundimientos del bloque occidental, que fué cubierto luego por terrenos del mioceno superior y plioceno.

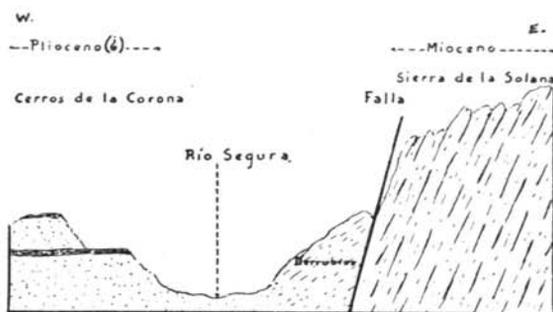


Fig. 2.<sup>a</sup> — Falla paralela al Segura entre Abarán y Blanca.

La entrada del río en Blanca (fig. 3.<sup>a</sup>) se verifica por una pintoresca brecha de unos 100 metros de altura y de unos 50 de anchura en su base. En la orilla izquierda cambia el orden estratigráfico radicalmente en las inmediaciones y al N. de dicha brecha. El peñón sobre el cual se asientan las ruinas

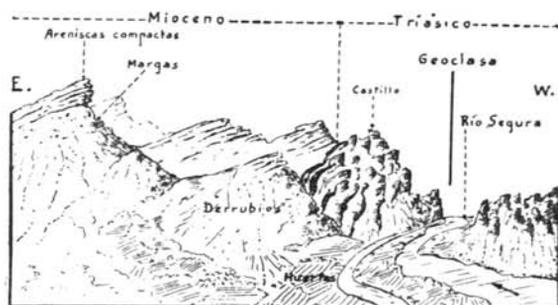


Fig. 3.<sup>a</sup> — Geoclase del Segura en Blanca.

del castillo constituyen un áspero bloque de estratos calizos del triásico, que se yerguen casi verticales con deformaciones esféricas. Sobre este fragmento de terrenos secundarios cabalgan los estratos de areniscas y margas del mioceno con buzamiento de unos 30° al NE. como restos de un anticlinal roto, cuyo eje era paralelo al curso del río. En la orilla derecha continúa el manchón triásico y desaparece luego bajo las capas

del mioceno en discordancia con él. La brecha de Blanca tiene el aspecto de una geoclasea relacionada con la falla Abarán-Blanca. Pasado el pueblo de Blanca se presenta otra falla hasta las inmediaciones de Ojós, con alineación distinta de la de Abarán, y comprende otro grupo de terrenos de caracteres diferentes. Como diremos luego, se han comportado de modo distinto una y otra falla en el fenómeno sísmico de Agosto.

Cruzada la fértil huerta de Blanca, al S. del pueblo, el río penetra pronto por otro angosto desfiladero de aspecto geográfico parecido al de la brecha de dicho pueblo, pero con mayores proporciones y de estructura distinta. Es conocido este «Tajo» con el nombre de «Brecha del Solvente», y está situada en el límite de los términos de Blanca y Ojós. Observado el referido accidente desde el N., se ve claramente la disposición estratigráfica de sus elementos, y se puede apreciar la importancia que tiene su estudio para la interpretación geológica de la Falla del Segura (fig. 4.<sup>a</sup>).

La pequeña sierra que limita por el S. la vega de Blanca (orilla

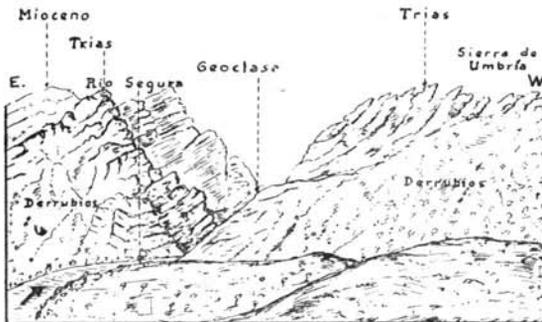


Fig. 4.<sup>a</sup>—«Brecha del Solvente.»

izquierda del río) está integrada, en general, por margas arcillosas (mioceno) coronadas por areniscas compactas con buzamientos de unos 20° al E.-SE. En la orilla derecha continúa la sierra por la Cresta de la Humbría de 515 metros de altitud. El río penetra por una angos-

tura de unos 40 metros de latitud, con acantilados violentos. La estratificación del cerro de la izquierda permite ver las capas superiores, que ofrecen suave buzamiento, pero las medias van sufriendo curvaturas más fuertes hasta levantarse de nuevo en el mismo río con buzamientos contrarios a los superiores. Da la sensación de ser un pliegue-falla convertido en geoclasea, el cual prosigue hasta Ojós.

En la boca de la «Brecha del Solvente» (orilla izquierda) se nota en los estratos inferiores encorvados en sinclinal, una diaclasización intensa con fracturas casi verticales, que de primera intención hace creer en buzamientos falsos. Esta diaclasización indica la violencia del empuje

tangencial, que daría también lugar a la iniciación de la geoclasi por donde penetra el río.

Desde la «Brecha del Solvente» hasta Ojós continúa el desfiladero con iguales características; en la orilla izquierda se puede observar perfectamente el encorvamiento de los pliegues inferiores en fuerte sinclinal y la fragmentación intensa de los bordes libres; en la derecha continúan los mismos estratos de areniscas con distintos buzamientos y fuertes deformaciones (fig. 5.<sup>a</sup>).

La falla de Ojós ha sido producida en el eje de una bóveda anticlinal convertida bruscamente en sinclinal en virtud de fuerte inflexión. La geoclasi principal abierta de

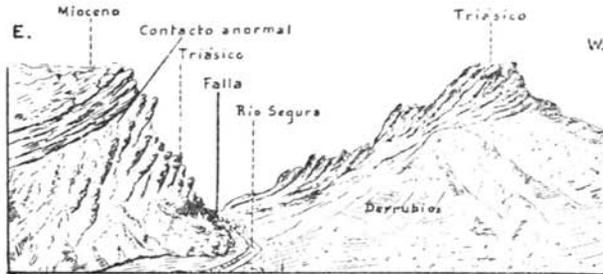


Fig. 5.<sup>a</sup>—La «Falla de Ojós» vista desde Cerro Umbria.

NW. a SE. es la que ha permitido el paso del río, que antes tendría un nivel más alto y ahora ha quedado profundamente encajado.

Hacia Ricote, debajo de las areniscas, reaparecen las margas yesosas típicas de la región, con abundante colorido, y entre ellas afloran varios asomos ferruginosos. En las inmediaciones de Ojós se verifica el contacto del mioceno del Segura con el asomo triásico que llega hasta Blanca en forma interrumpida, y este contacto está salpicado de asomos hipogénicos, síntoma de la existencia de la dislocación.

Pasado Ojós, el río comienza un recorrido indeciso atravesando pequeñas vegas y nuevos desfiladeros hasta más allá de Archena. En Villanueva penetra el río entre dos cerros de estratificación discordante de areniscas compactas (figs. 6.<sup>a</sup> y 7.<sup>a</sup>). Al W. del Cerro Cajal se extiende una pequeña llanura en una depresión, producida tal vez por hundimiento de un anticlinal, cuyos restos o arranques opuestos aparecen más al W. Al S. de Archena se ven igualmente restos de bóvedas hundidas, por entre los cuales pasa el río Segura. En el borde E. del Cerro Lope se ve claramente el corte brusco del bloque hundido.

En resumen, la denominada «Falla del Segura» es una alineación de tipo rectilíneo que desde Cieza a Lorquí presenta múltiples accidentes tectónicos que han fragmentado intensamente los estratos del mioceno

medio y el triásico. Esta notable fractura ha cortado normalmente los pliegues de la Cordillera arrumbados NE.-SW., especialmente las Sierras de Ricote y de la Pila. Varios focos sísmicos definidos se encuentran en sus inmediaciones, como los de Blanca, Ojós, Ceuti-Lorquí y Alguazas,

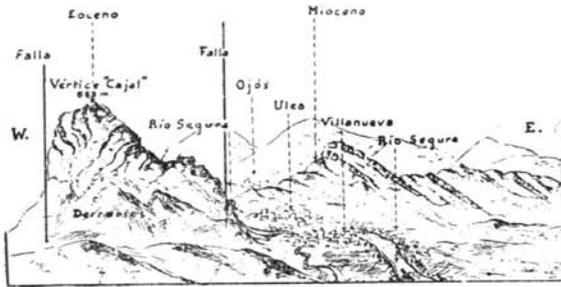


Fig. 6.ª—Brecha del Segura entre la Sierra de Cajal y la de Ulea.

todos ellos de actividad grande, como luego diremos; los asomos ofíticos de la línea Ojós-Archena marcan la situación de fracturas relacionadas con las que han dado lugar a los manantiales termales de Archena. En el conjunto de la línea

tectónica pueden distinguirse varios accidentes parciales: el primero de Cieza a Abarán, el segundo hasta Ojós y el tercero hasta Archena.

En el estudio de la propagación del movimiento sísmico hemos visto que el 25 de Agosto la falla puesta en juego fué la segunda; el sector Blanca-Ojós sufrió los efectos de un movimiento vibratorio con características uniformes en todos sus puntos. En el plano de la figura 1.ª hemos trazado algunas líneas de fractura que creemos de interés y que se destacan fácilmente.

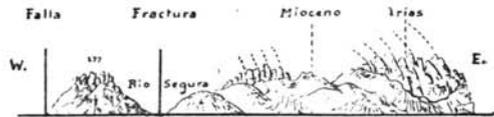


Fig. 7.ª—Vista desde Archena (Cerro Lope) hacia el N.

## V.—Sismicidad de la Comarca de Murcia (39) (40). (\*)

Va dijimos que esta Comarca forma parte de la Zona sísmica Murcia-Alicante (2), y está afectada por la inestabilidad de las líneas siguientes: «Segura medio», «Sangonera» y «Bajo Segura». Expondremos a continuación los datos o antecedentes de sismos bien definidos ocurridos en estas alineaciones, así como algunos datos históricos de interés referen-

(\*) Como consecuencia de los estudios realizados posteriormente a la fecha de redacción de esta Memoria, hemos modificado algunos conceptos referentes a sismicidad de las comarcas del Segura. Véase: «La Comarca sísmica del Bajo Segura». Año 1943. «La Comarca sísmica de Fortuna», 1944 (en Prensa). «La Comarca sísmica de Villena», 1144.

tes a sismos destructores anteriores a 1901, fecha que se puede considerar como inicial de la Red Sismológica en España.

Los epicentros que anotamos llevan la denominación del pueblo más próximo, pero ello no quiere decir que la situación sea exacta, sino que dicho punto se encuentra en la zona pleistocénica de cada sismo. Solamente en casos de terremotos de tipo destructor, que han sido estudiados sobre el terreno, o por sus registros bien definidos, cabe el marcar el epicentro con muy pequeño error.

#### LÍNEA SÍSMICA DEL SEGURA MECIO (Véase Mapa sismotectónico.)

En el trayecto de Cieza a Murcia se distinguen tres grupos de epicentros: el primero entre Blanca y Ojós, el segundo en las proximidades de Ceutí-Lorquí y el tercero entre los pueblos de Alguazas, Las Torres de Cotillas y Molina de Segura.

El epicentro Blanca-Ojós corresponde a la falla que ha vibrado casi simultáneamente en todos sus puntos el 25 de Agosto de 1940 en el sentido de su eje; se ha notado una independencia grande entre este accidente y los otros de los sectores contiguos.

El grupo de Ceutí-Lorquí ha sido el más activo de la comarca en el período de 1901 a 1930. Su frecuencia ha llegado al tipo de dos días-año, casi el máximo de la Península. (En el núcleo de la costa catalana se llegó al tipo 2,3 (39) (40).)

Más al S. se encuentra el tercer grupo de epicentros (Alguazas) que si bien tiene caracteres propios está, sin duda, en relación con el anterior en el período sísmico de 1911 y se ha notado una migración del epicentro de S. a N.; comenzaron las sacudidas en 21 de Febrero y pasaron el mes de Marzo al grupo Ceutí con alguna menor intensidad. Estos dos grupos de epicentros pueden englobarse en un solo núcleo sísmico, el cual se halla afectado por las vibraciones de la falla del Segura y de la transversal del Río Mula.

EPICENTROS	FECHAS	Grado F. M.
BLANCA-OJÓS-ARCHENA.....	29-IX-1908	VII
	5-X-1920	V
	2-II-1922	III
	2-VIII-1928	II
	25-VIII-1940	V
	5-II-1941	II

EPICENTROS	FECHAS	Grado F. M.
CEUTI-LORQUÍ.....	3-IV al 21-XII-1911	VII
	21-I al 26-IV-1912	VII
	17-III-1914	V
	3-XI al 6-XI-1930	VIII
	21-VII-1933	IV
ALGUAZAS-COTILLAS-MOLINA.	6-VI-1908	VI
	21 al 29-III-1911	VIII
	28 y 29-I-1917	VII

### LÍNEA SÍSMICA DEL SANGONERA

Con este nombre se designa el accidente tectónico más amplio de la Comarca. En realidad, más que falla es una fosa enclavada entre las Sierras de Carrascoy y Altaona al S., y las de Espuña, Orihuela y Callosa al N. La fosa está surcada por el Guadalentín (que más adelante toma el nombre de Sangonera), y luego por el Segura desde Alcántarilla a Orihuela. Los afluentes del Guadalentín, por su orilla izquierda, presentan direcciones paralelas a la falla del Segura medio, es decir, normales a la del Sangonera.

Esta línea sísmica coincide, en su trazado, con la prolongación de la falla costera Alicante-Cabo de la Nao, pero su comportamiento sísmico es muy distinto. Los epicentros se encuentran diseminados y podemos agruparlos en cinco núcleos: Lorca, Totana, Alhama-Librilla, Murcia y Orihuela-Callosa. La frecuencia de esta línea, para el intervalo de tiempo estudiado, es menor que la del Segura medio, y la curva máxima corresponde a los núcleos de Orihuela y Murcia por la influencia de los grupos de las otras dos líneas del Segura. En cambio, los antecedentes históricos acusan terremotos destructores en varios puntos de la línea, pero la mayoría proceden de los epicentros del Bajo Segura.

EPICENTROS	FECHAS	Grado.
LORCA .....	21-IV-1907	IV
	4-IV-1932	V
TOTANA.....	16-IV-1907	VII
	8-I-1915	III
	30-III-1917	III
	15-VIII-1919	II

EPICENTROS	FECHAS	Grado.
TOTANA .....	8-I-1921	VI
	6-V-1925	III
	31-VIII-1932	V
ALHAMA DE MURCIA-LIBRILLA.	11-II-1907	VI
	19-VIII-1930	V
	21-I-1935	III
	19-V-1935	III
MURCIA.....	5-V-1902	VII
	14-II-1905	VI
	15-VII-1907	III
	26-XI-1910	IV
	11-XI-1911	V
	26-X-1920	IV
	6-II-1925	III
	22-XII-1925	II
	19-VI-1931	IV
	30-VI-1931	III
	6-VII-1931	III
	17-XII-1931	V
12-III-1935	III	
ORIHUELA-CALLOSA.....	1-IV-1912	IV
	18-III-1914	II
	4-IV-1914	II
	9-II-1916	IV
	17-X-1919	III
	23-IX-1930	III
	9-III-1931	III
	18-VII-1933	III

### LÍNEA SÍSMICA DEL BAJO SEGURA

Geológicamente aparece una fosa entre las Sierras triásicas de Callosa de Segura y Orihuela con violentos desgajes tectónicos, por la cual corre el barranco de Abanilla. La prolongación de esta fractura pasa por los importantísimos núcleos sísmicos del Bajo Segura, en cuyo paraje el accidente geológico queda oculto; pero, precisamente, es donde muestra mayor actividad. El núcleo sísmico más notable es el de Jacarilla y luego el de Torrevieja. La frecuencia de esta línea, en conjunto, es algo menos que la del Segura medio, pero en cambio la intensidad, según antecedentes históricos, es mucho mayor.

Con motivo del sismo del 4-IV-1941 hemos tenido ocasión de comprobar la situación del epicentro de Torrevieja en un punto del mar muy próximo al pueblo. Este punto queda en la alineación del foco de Jacarilla y de la fractura entre las Sierras de Callosa y Orihuela.

EPICENTROS	FECHAS	Grado.
ABANILLA-BENFERRI.....	8 y 9-III-1902	V
	8-VI-1902	IV
	25 y 26-III-1903	IV
	18-V-1904	IV
	5 al 10-III-1919	III-IV
	13-III-1933	IV
ALMORADÍ.....	9-II-1909	III
	7-VII-1911	VII
	23-XII-1915	II
	25-IX-1923	IV
	23-IX-1924	IV
	20-III-1927	V
	21-IV-1927	IV

BIGASTRO-BENEJÚZAR-JACARILLA. — Forma el núcleo más importante del Bajo Segura y de la Comarca. En este foco ha tenido lugar, en el siglo pasado, una de las catástrofes más señaladas de la Península Ibérica.

FECHAS	Grado.
1 y 2-VII-1909	V
21-III al 20-VI-1911	VIII
1917	VI
10-IX al 9-XI-1919	VIII
2 al 4-I-1921	III
28-VIII-1910	III

REBATE. — El epicentro asignado a este pueblo debe encontrarse más al S. del mismo.

12-XII-1920 al 27-XII-1921. Grado IV. Notable período.

ROJALES-GUARDAMAR-BENIJÓFAR. — Forma el centro sísmico más avanzado de la línea del Bajo Segura.

FECHAS	Grado.
22-XII-918	VI
15-IX al 16-IX-1919	II
23-IX al 19-XII-1919	V
24-IX al 26-IX-1920	IV
5-VIII al 9-X-1920	IV

EPICENTROS	FECHAS	Grado.
TORREVIEJA.....	12 al 16-IV-1909	IV
	30-VI al 28-X-1909	VI
	12-IV al 28-VIII-1910	VII
	7-VIII-1911	VI
	28 y 31-I-1913	V
	16-VI y 9-X-1921	II
	3-III-1928	VI
	11-III-1935	IV
	7-XI-1940	IV
	4-IV-1941	V
	5-IV-1941	III

#### EPICENTROS AISLADOS

MORATALLA. — Ha sido bien determinado con motivo del sismo del 24-X-1927, de grado IV, y tal vez este foco acuse la situación de una falla o fractura activa prolongación del foso del Segura, en el trayecto Calasparra-Cieza.

MULA. — Aunque tenemos anotados algunos datos de movimientos sísmicos sentidos en este pueblo, creemos deben corresponder al núcleo de Alguazas-Cotillas y Ojós-Archena.

LA UNIÓN.

18-V-1904. Grado V.

#### **Noticias de carácter histórico, referentes a sísmicos ocurridos en la Comarca de Murcia en fechas anteriores a 1901.**

Año 1518 (17 de Junio). Se notaron dos temblores de grado III a IV en varios puntos de la Huerta murciana.

(28 de Agosto). Otro ligero temblor en Torrevieja. Grado III.

(1 de Septiembre). Idem íd. en Murcia. Grado III o IV.

Año 1661 (8 de Septiembre). Tiene lugar un ligero temblor en Murcia. Grado III.

Año 1672 (28 de Agosto). Un violento terremoto destruyó varios edificios en Lorca. Grado VIII.

Año 1674 (10 de Agosto al 4 de Octubre). Ocurrieron una serie de temblores fuertes y algunos destructores, como el de 28 de Agosto. Hubo bastantes víctimas en la Comarca de Lorca. Grados V al IX.

Año 1732 (27 al 30 de Marzo). Se sintieron terremotos en la Huerta murciana. Grado IV.

Año 1743 (9 de Marzo). Un temblor arruinó varios edificios en la Comarca de Murcia. Grados VIII-IX.

Año 1746 (15 de Agosto). Un fuerte sismo quebrantó edificios en Murcia. Grado VIII.

Año 1787 (17 de Julio). En la Comarca de Murcia ocurrió un sismo fuerte, sintiéndose especialmente en Mula.

Año 1802 (17 y 18 de Enero). Ocurrieron terremotos en Torrevieja con intensidad de grado VII. Continuaron las réplicas hasta el 6 de Febrero.

Año 1803 (23 de Agosto). Fué conmovido ligeramente el suelo de Murcia.

- Año 1818 (20 de Diciembre). Terremoto sentido en Murcia y también en Lorca y Totana, con desperfectos en algunos edificios. Grado probable, VIII.  
El epicentro debió corresponder al grupo occidental de la línea del Sanguonera.
- Año 1819 (20 de Diciembre). Violento sismo en Lorca. Grado VII.
- Año 1821 (8 de Octubre). Comenzó un período sísmico de veintiséis días en la provincia de Murcia.
- Año 1822 (8 de Octubre). Un temblor muy fuerte en Orihuela. Continuaron las sacudidas durante veintiséis días. Grado VII.
- Año 1823 (10 de Enero). Con un fuerte sismo de grado VII se inicia un período de tres meses de duración, que afectó principalmente la costa S. de las provincias de Murcia y Alicante, especialmente Torrevieja.
- Años 1828-1829 (13 de Septiembre al 24 de Octubre de 1829). Notable período sísmico. Las sacudidas premonitorias corresponden desde el 13 de Septiembre hasta el mes de Marzo del 29, en que la sacudida principal tuvo lugar el día 24, y su área de conmoción llegó hasta Madrid.  
Los pueblos de Almoradí, Guardamar, Torrevieja, San Fulgencio, Benjúzar, Rojales y otros quedaron totalmente destruídos. También fueron gravemente quebrantados más de 30, entre ellos Murcia, Alicante y Cartagena. El número de muertos fué superior a 1.000 y el de heridos otros tantos.  
En dicho día 21 fueron sentidas más de 400 sacudidas, y aun en los días siguientes continuaron éstas, decreciendo, hasta el 7 de Julio, en que cesaron.  
Por los datos obtenidos se ve que el epicentro se encuentra en el núcleo sísmico de Almoradí-Rojales, el mismo que en 10 de Septiembre de 1919 ha sido conmovido con intensidad de grado X.
- Año 1830 (2 de Agosto y 3 de Septiembre). Nuevas réplicas del período sísmico de Orihuela iniciado en 1828.
- Año 1833 (17 de Abril). Otras sacudidas en Orihuela, Torrevieja, etc. Grado VI.
- Año 1834 (31 de Septiembre). Pequeños movimientos en Murcia.
- Año 1837 (31 de Octubre). En Murcia y Torrevieja violentas sacudidas. Grado V.
- Año 1844 (16 de Julio). Tembló la tierra en Orihuela. Grados III-IV.  
En 24 de Septiembre, 29 de Mayo y 9 de Octubre fueron sentidos en la Huerta de Murcia terremotos de poca intensidad. Grado probable, III a IV.
- Año 1845 (14 de Abril). Un pequeño sismo en Murcia. Grado V.
- Año 1846 (28 de Mayo). Fué afectada la Comarca de Murcia por un sismo mediano. Grado V.  
Los días 9 y 10 de Octubre otras sacudidas. Grado IV.
- Año 1849 (21 de Abril). Otro temblor ligero después de un temporal de lluvias se dejó sentir en Murcia. Grado probable, III-IV.
- Año 1854 (6 de Febrero). Fué sentido en Orihuela y pueblos inmediatos un sismo fuerte. Grado V a VI.
- Año 1855 (11 de Noviembre). Comenzaron en la Huerta de Murcia una serie de te-

- rremotos que duraron hasta primeros días de 1856. La intensidad máxima correspondió a los pueblos de Librilla y Alhama. Grado VI-VIII.
- Año 1856 (9 de Octubre). Fuerte sacudida en la ciudad de Murcia. Grado VI.
- Año 1858 (26 de Marzo). Ocurren en Orihuela tres fuertes sacudidas. Grado V. Los días 22 y 26 de Agosto y 19 de Octubre, en Torrevieja, hubo pequeños sismos.
- Año 1859 (6 de Enero, 27 de Abril, 8 de Mayo, 2 y 6 de Junio). Varios movimientos sísmicos se sintieron en Torrevieja.
- Año 1860 (6 de Enero, 23 de Marzo, 19 y 27 de Abril, 2, 8 y 20 de Junio, 6, 15 y 27 de Julio, 9, 16 y 17 de Octubre, 2, 6, 11 y 25 de Noviembre). Ocurrieron numerosísimas sacudidas sísmicas en Torrevieja. Grados III a VI.
- Año 1861. Continúa el período sísmico con intermitencias, notándose sacudidas en los días 1 al 14 de Enero, 3 de Febrero, 19 de Mayo, 6 de Junio, 18, 24, 27 y 29 de Septiembre, 29 de Noviembre y 20 de Diciembre
- Año 1862 (22 de Enero). Ocurrió en Lorca un pequeño temblor.  
Los días 7 y 8 de Febrero, 1, 16 al 26 de Marzo, 2 y 18 de Abril, 4, 6 y 17 de Junio, 1 al 31 de Julio, 7 de Agosto, 21 de Octubre, 11 y 23 de Noviembre siguió temblando el suelo en Torrevieja y pueblos del Bajo Segura.
- Año 1863 (8 de Marzo, 12 y 19 de Abril). Tienen lugar los últimos estremecimientos del extraordinario período sísmico iniciado en Enero de 1859.
- Año 1864 (11 y 12 de Enero). Ligeros temblores en el valle del Sangonera, especialmente en Alhama y Librilla. Grado IV. (24 de Enero, 17 de Febrero, 23 de Mayo, 3 de Junio y 24 de Diciembre). Ligeras sacudidas en Torrevieja. Grados III-IV.
- Año 1874 (23 y 24 de Mayo). Sismos débiles. Grados III a IV.
- Año 1875 (7 y 8 de Octubre). Se sintieron varios temblores en Murcia.
- Año 1876 (26 de Septiembre). Otro pequeño sismo cerca de Murcia. Grado III.
- Año 1877 (17 de Febrero). Sismo débil.
- Año 1879 (1 de Enero). Otro pequeño sismo cerca de Murcia. Grado III.
- Año 1880 (15 de Junio). Otro ídem íd. cerca de ídem. Grado IV.
- Año 1882 (8 de Noviembre). Sismo débil.
- Año 1883 (5 de Febrero). Tembló el suelo en Archena. Grado IV.
- Año 1884 (16 de Enero). Un terremoto en el Segura medio. Grado IV.
- Año 1885 (26 de Marzo). Sismo con alarma en Murcia. Grado V.
- Año 1886 (28 de Enero y 12 de Julio). Nuevos sismos en Murcia.
- Año 1888 (6 de Octubre). Sacudida violenta en Murcia. Grado V.
- Año 1898 (29 de Septiembre). En Fortuna se notan dos sacudidas. Grado III.

De la lectura de los datos anteriores, a primera vista parece que el centro más activo ha sido Murcia, y luego Torrevieja y Orihuela. Por lo que respecta a Murcia, hay que tener en cuenta que las noticias de sismos remotos hacen referencia la mayoría de ellos a fenómenos sentidos en «La Huerta», es decir, en los valles del Segura y Sangonera. Además, los antecedentes históricos han sido recopilados más prolija-

mente en la capital que en los pueblos. Murcia no ha sido centro de sismos de tipo catastrófico ni altamente destructores, pero su emplazamiento le hace sentir los efectos de las conmociones procedentes de los núcleos de Ceuti, Alhama y los del Bajo Segura.

Con Orihuela sucede algo parecido y su influencia principal es la del núcleo de Jacarilla. Torrevieja sí es centro sísmico activo y peligroso: su epicentro se encuentra próximo a la costa, según ya dijimos.

## CARACTERÍSTICAS DE LOS NÚCLEOS SÍSMICOS

Ya sabemos que los sismos tectónicos o de dislocación son efecto inmediato de la arquitectura tabular de la corteza terrestre. Sus manifestaciones vibratorias son síntomas de la tendencia al equilibrio isostático. Vemos comprobada la tesis de Sieberg (20), según la cual «el plegamiento es para el desatamiento de los sismos solamente de una importancia subordinada, cuando las rupturas y empujes dominan el territorio». La actividad sísmica de la comarca está en la más estrecha relación con su estructura tectónica.

En el resumen de clasificación de los elementos fundamentales sistotectónicos que establece Sieberg, queda comprendido en el grupo 6.º la comarca que estudiamos: «Plegamientos territoriales en los que en una época, relativamente próxima, han tenido lugar importantes fragmentaciones de ruptura», y comprenden un 24 por 100 del total. (Cordillera Bética, Atlas, Apeninos, Balkanes.)

Montessus de Ballore (18) y (19) asigna el papel fundamental para el desencadenamiento de los sismos a las arquitecturas plegadas, entendiéndolo comprendido en ellas a todos los accidentes de diastrofismo en su más amplia acepción.

Los sismos ponen de manifiesto al geólogo cuáles son las reminiscencias de las fuerzas que han actuado en anteriores épocas geológicas y aún continúan en forma atenuada, modificando el relieve terrestre. El análisis de cada fenómeno sísmico aislado y en conjunto nos suministra elementos de juicio fundamentales para el conocimiento de la arquitectura del suelo y de las profundas capas subyacentes.

En la Cordillera Penibética la masa montañosa, de estructura plegada normalmente, carece de focos sísmicos; éstos en cambio se presentan en la zona exterior del plegamiento surcada por varias líneas de fractura de diferentes tipos. Al N. de las cadenas montañosas aparecen

algunos focos no muy activos ni potentes pero sí bien definidos. Éstos se encuentran en la zona de cabalgamiento de las capas plegadas alpinicamente sobre el Pilar de la Meseta (Chinchilla de Monte-Aragón, La Osa de Montiel y La Roda). Los terremotos ocurridos en esta cordillera son de tipo orogénico, efecto del desencadenamiento de las tensiones acumuladas por las violentas reacciones producidas sobre el ante-país.

Los sismos de la línea del Sangonera son de tipo epirogénico producidos por las acciones dinámicas, efecto de la basculación del bloque costero. Éste puede considerarse como el fragmento más oriental de la Mole Bética, aunque en parte sus terrenos arcaicos y primarios estén recubiertos por fragmentos secundarios y terciarios de la Sierra de Carrascoy.

Los focos de la falla del Segura medio se comportan como de tipo tectónico; la fractura es de tipo transversal, efecto de los movimientos de distorsión subsiguientes al plegamiento del mioceno medio. Tal fractura se produjo en la línea de mínima resistencia iniciada en la inflexión del eje del plegamiento de la Cordillera. Los núcleos de Alguazas también sufren convulsiones por influencia de las variaciones de tensión dimanantes de los movimientos del bloque costero en busca de equilibrio.

Los sismos del Bajo Segura, aunque tienen carácter tectónico, son de tipo epirogénico. Los estratos del plioceno, en las lomas al SE. de Jacarilla, muestran su buzamiento suave hacia el NE. y E., que denotan el basculamiento del bloque costero ocurrido al final de la Era terciaria.

El arco o corvatura de directriz del plegamiento de la Penibética en la Sierra del Segura es debido a la resistencia opuesta por el borde de la Meseta en tierras de Albacete. La segunda curvatura, en sentido inverso al anterior, denota efecto análogo por reacción contra el borde N. del macizo herciniano de la Mole Bética marcado por la línea sísmica del Sangonera.

## SEGUNDA PARTE

---

### Análisis del fenómeno sísmico.

---

#### **VI.—Estudio macrosísmico.—Líneas isosistas.**

La información macrosísmica, cuando se trata de sismos ligeros y medianos, tropieza con grandes dificultades por la divergencia de datos obtenidos en cada lugar; en cambio, cuando la violencia del sismo es tal que deja huellas en las construcciones, empezando por rotura de cristales (grado VI), entonces puede el observador obtener datos concretos, fiándose más en los hechos observados que en las declaraciones de los vecinos de cada pueblo.

En el sismo que estudiamos hemos procurado obtener información por triplicado en cada lugar para los grados inferiores, y hemos recorrido personalmente los pueblos y caseríos enclavados en las inmediaciones de la zona pleistosista.

En virtud de unos y otros elementos de juicio hemos podido trazar las curvas isosistas marcadas en el Mapa sismotectónico. En el mismo vemos que la curva de grado V presenta forma alargada, cuyo eje coincide con el del Segura en su trayecto de Blanca a Archena. También hemos trazado la de  $V\frac{1}{2}$ , que abarca los pueblos de Ojós, Ricote, Ulea y Villanueva. La forma de estas curvas nos delata la situación del epicentro correspondiente a la falla conmovida.

La isosista del grado IV sufre un ensanchamiento transversal influenciado por la situación de la fractura Fortuna-Albudeite; la III en igual forma se extiende, pero es detenida hacia Levante en la Sierra triásica de Orihuela y por el S. en la Sierra de Carrascoy, también de materiales secundarios en su núcleo; por último, el área de grado II también

ofrece una reducción ante el bloque jurásico de la Sierra de Crevillente y un ensanchamiento hacia la Vega del Bajo Segura, formada por terrenos pliocenos y cuaternarios.

Las isosistas primeras obedecen en su trazado a la situación de los accidentes tectónicos; las otras son ampliadas por los efectos de resonancia en las capas relativamente delgadas de los mantos eoceno, mioceno y cuaternario; en cambio, la vibración ha sido amortiguada por los macizos secundarios de profundas raíces.

Análogos fenómenos hemos observado en las áreas isosistas de los sismos de «La Canal de Berdún», de 1923 (37) y en el de la «Rioja Baja», de 1929 (38), donde el movimiento vibratorio sufrió un amortiguamiento brusco al llegar al macizo secundario de Vascongadas.

## VII.—Análisis de los sismogramas.

Los aparatos de la Estación de Alicante registraron el movimiento en el Sismógrafo «Mainka», componente E-W (reformada por nosotros), y en el «Wiechert», de pequeña masa, componente Z. No pudo ser registrado en la componente N-S del «Mainka» por estar desmontado aquel día para sustituir el sistema inscriptor, como ya habíamos hecho antes en la E-W.

Las gráficas obtenidas (figs. 8.<sup>a</sup> y 9.<sup>a</sup>) han sido ampliadas unas nueve veces para su estudio, si bien luego, para su publicación, ha quedado reducida tal ampliación en la forma que indica cada figura. La figura 10 corresponde al registro de la Estación de Cartuja.

El primer estudio de los registros lo efectuamos mediante el monograma auxiliar de la figura 11, ideado por el Ingeniero D. José Rodríguez Navarro para facilitar el estudio de los sismos próximos (29). La curva inferior marca la dependencia mutua de las distancias epicentral e hipocentral. La parte superior contiene las diversas curvas dromocrónicas u hodócronas trazadas, tomando como ordenadas los tiempos referidos a la hora epicentral, y las abscisas son las distancias epicentrales que corresponden a las ordenadas de la curva inferior.

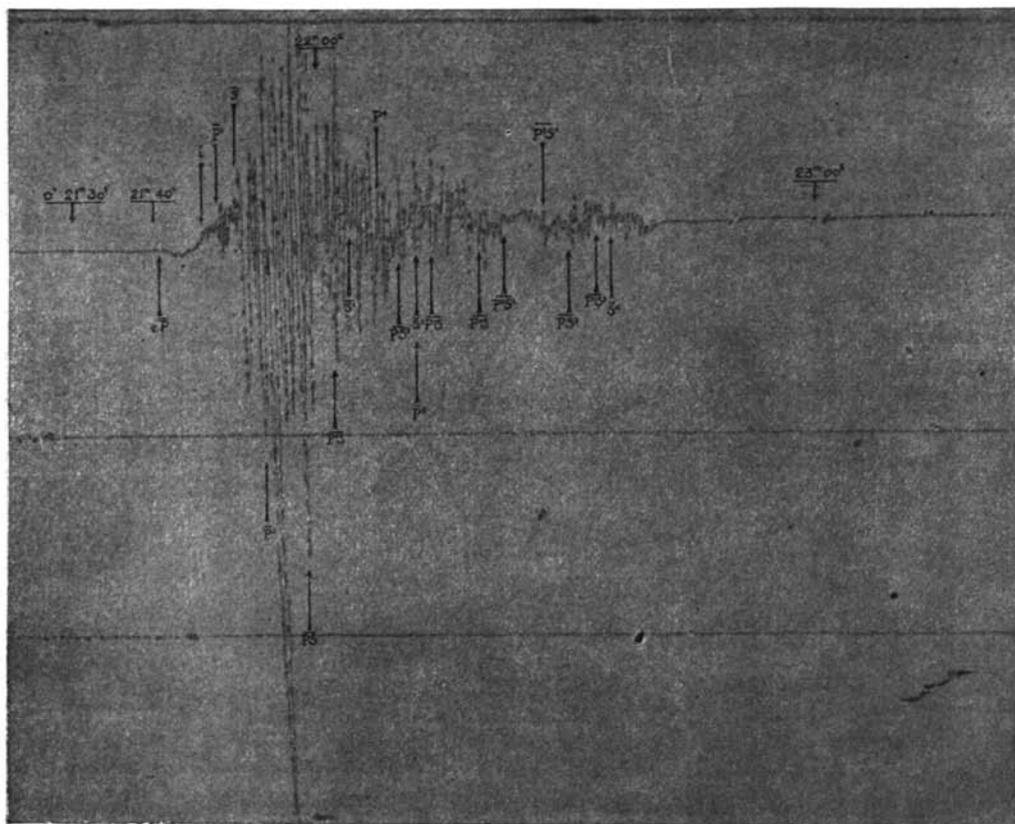


Fig. 8.<sup>a</sup> — ESTACIÓN SISMOLÓGICA DE ALICANTE

Gráfica del sismo del día 25 de Agosto de 1940.

Sismógrafo «Mainka» (reformado). Componente E-W.

Masa : 750 kgs. —  $T_0 : 10^s$  —  $\frac{r}{T_0^2} : 0'007$  —  $V : 500$ .

Reloj = + 22<sup>s</sup>.

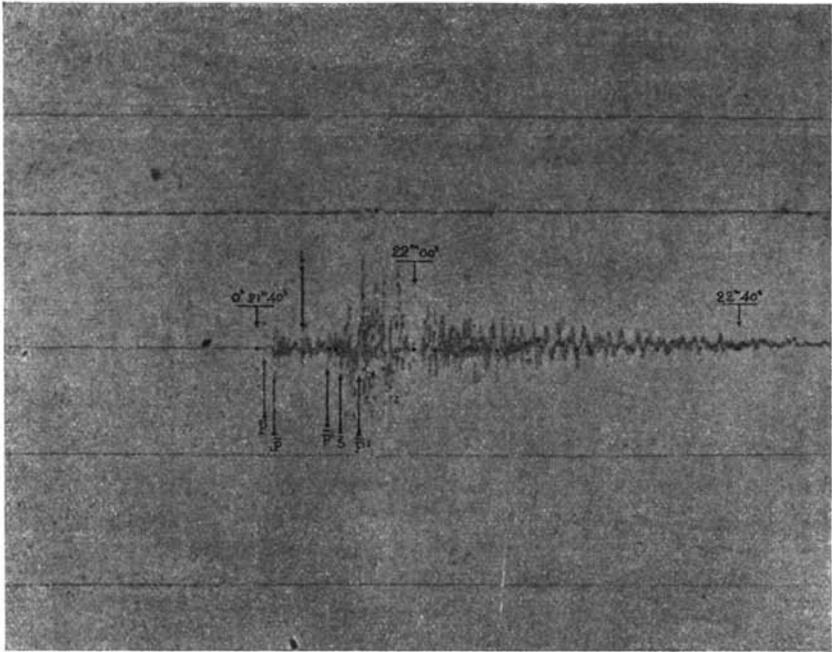


Fig. 9.<sup>a</sup> — ESTACIÓN SISMOLÓGICA DE ALICANTE

Gráfica del sismo del día 25 de Agosto de 1940.  
Sismógrafo «Wiechert.» Componente Z.

Masa: 80 kgs.  $T_0: 3\frac{1}{2}$   $\frac{r}{T_2}: 0\frac{1}{3}$  V: 130.

Reloj = + 22<sup>s</sup>.

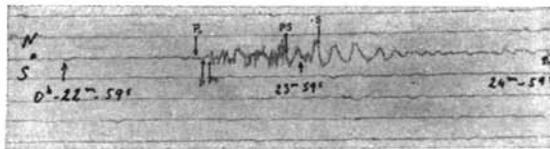


Fig. 10.— OBSERVATORIO GEOFÍSICO DE CARTUJA

Gráfica del sismo del día 25 de Agosto de 1940.

Sismógrafo «Berchmans.» Masa 3.000 kgs.

Componente N-S.

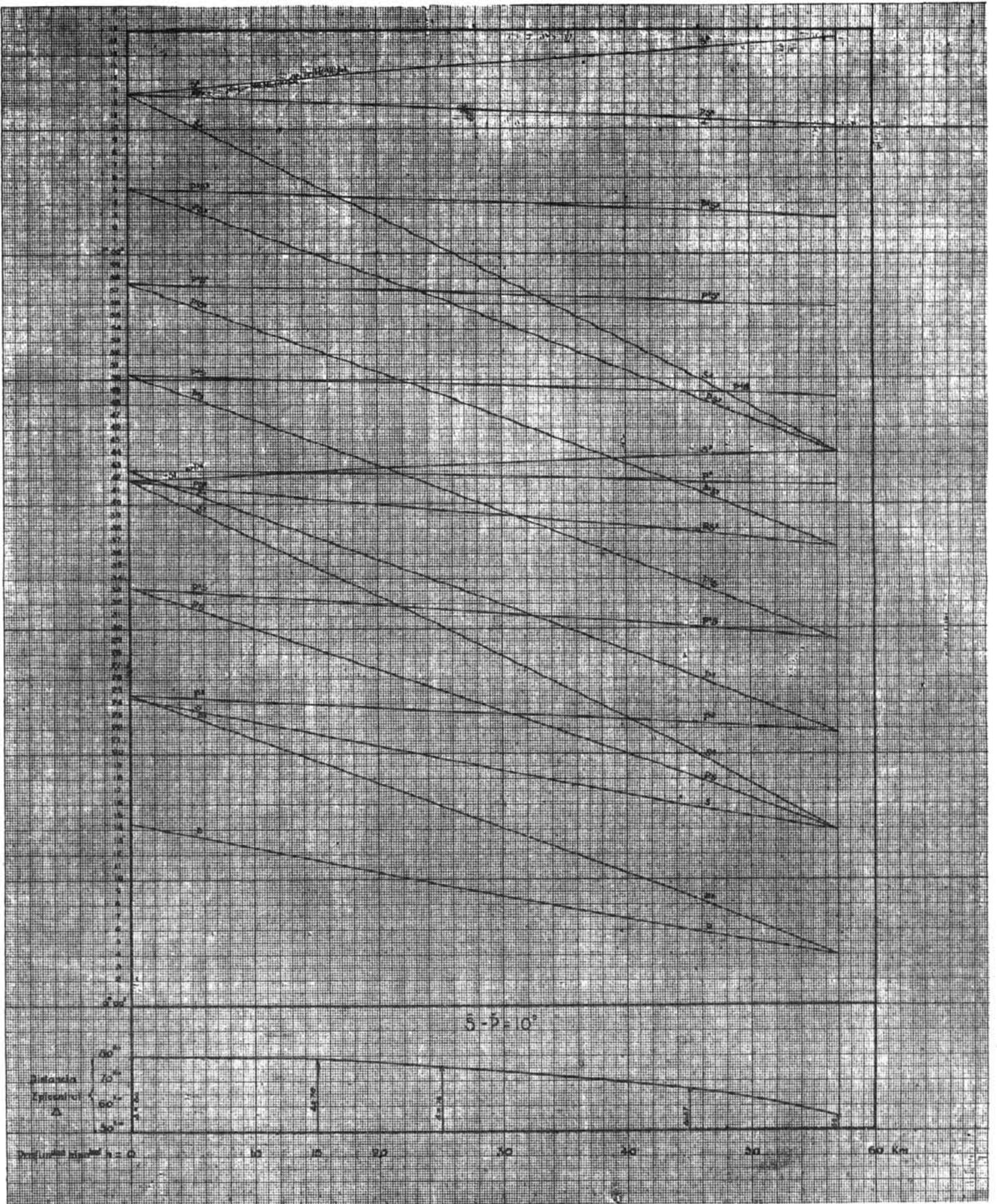


Gráfico auxiliar, (modelo Rodriguez Navarro) para determinar los diferentes intervalos de las fases, distancias epicentrales y profundidades hipocentrales que corresponden a  $\bar{S}-\bar{P}=10$  segundos

Fig. 11

Adjuntamente copiamos los cuadros con los datos de los registros.

### ALICANTE

$$\begin{aligned} \text{Reloj} &= + 22^{\text{s}} - \text{Sismógrafo «Mainka» E-W., } M = 750,, T_0 = 10,, \varepsilon = \\ &= 4,5,, \frac{r}{T_0^2} = 0,007,, V = 500. \end{aligned}$$

FASES	HORA DE LA BANDA	HORA MEDIA GRW	INTERVALOS DESDE P
	h m s	h m s	
$e\bar{P}$	0 21 41,0	0 22 03,0	0,0
i	21 46,0	22 08,0	5,0
$\bar{P}^2$	48,5	22 10,2	7,5
$i\bar{S}$	50,9	22 12,9	9,9
$\bar{P}^3$	53,5	22 15,5	12,5
$\bar{P}\bar{S}$	58,0	22 20,0	17,0
$\bar{P}^2\bar{S}$	22 02,0	22 24,0	21,0
$\bar{S}^2$	03,8	22 25,8	22,8
$\bar{P}^4$	06,7	28,7	25,7
$\bar{P}\bar{S}^2$	09,3	31,3	28,3
$\bar{P}^5$	11,6	33,6	30,6
$\bar{S}^3$	11,6	33,6	30,6
$\bar{P}^3\bar{S}$	13,7	35,7	32,7
$\bar{P}^4\bar{S}$	19,4	41,4	38,4
$\bar{P}^2\bar{S}^2$	22,4	44,4	41,4
$\bar{P}^3\bar{S}^2$	27,1	49,1	46,1
$\bar{P}\bar{S}^3$	30,2	52,2	49,2
$\bar{P}^2\bar{S}^3$	33,5	55,5	52,5
$\bar{S}^4$	35,5	57,5	54,5

### ALICANTE

$$\begin{aligned} \text{Reloj} &= + 22^{\text{s}} - \text{Sismógrafo «Wiechert» Z., } M = 80 \text{ Kgs., } T_0 = 3^{\text{s}} 2,, \varepsilon = \\ &= 3,1,, \frac{r}{T_0^2} = 0,03,, V = 130. \end{aligned}$$

FASES	HORA DE LA BANDA	HORA MEDIA GRW	INTERVALOS DESDE P
	h m s	h m s	
$\bar{P}$	0 21 41,0	0 22 03,0	0,0 Dil.
$i\bar{P}$	42,0	04,0	1,0
i	45,1	07,1	4,1
$\bar{P}^2$	48,9	10,9	7,9
$\bar{S}$	51,0	13,0	10,0
$\bar{P}^3$	53,0	15,0	12,0

ALMERÍA		CARTUJA (Granada)		TOLEDO	
FASES	HORA MEDIA GRW	FASES	HORA MEDIA GRW	FASES	HORA MEDIA GRW
	h m s		h m s		h m s
P	0 22 20	$P_n$	0 22 27,4	$P_n$	0 22 37,5
$\bar{P}^2$	27	$\bar{P}$	29,3	$\bar{P}$	42,7
$\bar{P}\bar{S}$	38	$\bar{P}^2$	31,3	$\bar{S}$	23 20,5
$i\bar{S}$	42,5	$\bar{P}\bar{S}$	50,3		
$\bar{S}^2$	50	$\bar{S}$	57,6		
$\bar{P}^3\bar{S}^2$	59				
$\bar{P}\bar{S}^3$	23 04				
$\bar{P}^2\bar{S}^2$	08				
$\bar{S}^4$	10				
$\bar{P}\bar{S}^4$	15				

En el registro de la componente Z (fig. 9.<sup>a</sup>) vemos claramente la  $P$  y una  $iP$  fuerte un segundo después, ambas de dilatación, es decir, con movimiento inicial del suelo hacia abajo. En ambas componentes Z y E-W se aprecia bien distintamente un impulso ( $i$ ) cinco segundos después de la  $P$ , que no figura en las Tablas de Mohorovičić (30). Luego siguen bien definidas las fases  $P$  (31) y  $S$ , que han servido para el primer cálculo de distancia y profundidad focal.

La fase ( $i$ ), por su situación en la gráfica y su carácter, corresponde a una onda de tipo reflejado en una superficie de discontinuidad superior a la de Mohorovičić, o bien una onda refractada.

### VIII.—Coordenadas del foco sísmico.

#### Importancia de su determinación.

Entre los múltiples e interesantísimos problemas que se plantean en Sismología, es, tal vez, el que más apasiona el referente a la determinación del emplazamiento del foco sísmico o hipocentro, situado en la vertical del epicentro o foco superficial. El conocimiento de éste es fácil en la mayor parte de los casos, pero el cálculo de la profundidad del hipocentro es sumamente complejo, ya que la realidad difiere mucho de las consideraciones teóricas, basadas en los principios de la teoría de la elasticidad.

La Sismología, que ha realizado importantísimos progresos en

pocos años, constituye hoy día el fundamento rigurosamente científico de la ciencia geológica en su sector referente al conocimiento del interior de la Tierra. Los estudios de Geografía sísmológica carecerían de interés si no pudiésemos fijar la profundidad a que se encuentra el accidente geológico, en el cual se ha originado la conmoción sísmica.

El estudio de los sismos próximos ha dado lugar al conocimiento de la estructura de la corteza terrestre en virtud del análisis de las velocidades de los rayos sísmicos que la atraviesan en diferentes condiciones, dando lugar a las ondas  $P_n$ ,  $P^*$ ,  $\bar{P}$ , etc., siendo el primer investigador el profesor A. Mohorovičić, en 1909 (32).

Con arreglo a tales estudios se ha comprobado que los sismos son debidos a rupturas de tensiones elásticas acumuladas en los bloques o compartimientos corticales; es decir, que los focos están situados en la corteza terrestre y en su capa superior o de fractura, a profundidades no mayores de 60 kilómetros. Hace muy pocos años han aparecido nuevos trabajos de concienzudos investigadores señalando la presencia de sismos denominados *profundos* o *plutónicos*, cuyos focos se encuentran a varios centenares de kilómetros por bajo de la superficie terrestre; la proporción de estos sismos, respecto a los corticales, es bastante crecida.

Cada día recibimos nuevos elementos de juicio para analizar las fases consecuentes a los rayos sísmicos procedentes de estos focos, y ello nos indica que tales fenómenos se realizan en circunstancias tan normales como lo son los sismos de la corteza terrestre.

La causa de los sismos de foco profundo no ha sido todavía bien determinada, si bien hay que pensar que en las capas magmáticas del *substratum* y zona intermedia del interior del Globo tienen que ocurrir fenómenos físicos derivados de los correspondientes a la evolución cortical, como son los cambios de presión de los bloques que tienden a recuperar su posición de equilibrio, etc. Asimismo, en el interior del Globo, tienen que ocurrir numerosos fenómenos locales de recristalización de masas, desplazamiento de núcleos magmáticos, etc.; fenómenos sumamente complejos que, por el momento, no se pueden fijar causalmente, pero sí se van conociendo las zonas en que se producen, se analizan perfectamente las trayectorias de los rayos sísmicos y sus vicisitudes, más complejas que la de los emanantes de los focos superficiales.

## SISTEMA FUNDAMENTAL DE COORDENADAS

Antes de proceder a la determinación de los valores de coordenadas focales hemos calculado las coordenadas rectangulares de las Estaciones Sismológicas de la Península, teniendo en cuenta que si bien para el mismo que ahora estudiamos no intervienen todas, quedan tales valores ya fijados para otras investigaciones análogas.

Hemos tomado como origen de coordenadas el punto

$$\varphi = 40^{\circ} \text{ N.}$$

$$\lambda = 0^{\circ} \text{ Mad.}$$

Este punto es el denominado «Origen Lambert» en el Reglamento de Cartografía militar (34), y con arreglo al mismo están calculadas las tablas correspondientes (35), las cuales son de sencillísima aplicación para nuestros mapas nacionales.

En el cuadro siguiente exponemos los valores de las coordenadas geográficas y rectangulares de la red de Observatorios de la Península.

OBSERVATORIO	$\varphi$	$\lambda$		Altitudes. — m.	COORDENADAS RECTANGULARES	
		Greenwich.	Madrid.		Origen..	
					x	y
	° ' "	° ' "	° ' "			
Alicante . . . . .	38 21 19 N	0 29 14 W	3 12 01 E	35	+ 279.439 m.	— 177.415 m.
Almería . . . . .	36 51 9 »	2 27 35 »	1 13 40 »	65	+ 109.525 »	— 348.386 »
Cartuja (Granada). . . . .	37 11 24 »	3 35 41 »	0 05 34 »	775	+ 8.235 »	— 311.677 »
Coimbra . . . . .	40 12 25 »	8 25 30 »	4 44 15 W	140	— 402.677 »	+ 33.623 »
Ebro (Tortosa). . . . .	40 49 14 »	0 29 38 E	4 10 53 E	39	+ 352.261 »	+ 99.269 »
Fabra (Barcelona). . . . .	41 25 6 »	2 8 0 »	5 49 15 »	405	+ 485.886 »	+ 173.203 »
Málaga . . . . .	36 43 39 »	4 24 40 W	0 43 25 W	60	— 64.661 »	— 362.755 »
Toledo . . . . .	39 52 53 »	4 02 55 »	0 21 40 »	480	— 30.861 »	— 13.060 »
San Fernando . . . . .	36 27 42 »	6 12 20 »	2 31 05 »	28	— 225.843 »	— 389.342 »

### MÉTODO «INGLADA»

Para determinar las coordenadas del foco sísmico, hora del principio, profundidad hipocentral, etc., nos ajustaremos al procedimiento establecido por Inglada (36) en un brillante trabajo de investigación premiado por la Real Academia de Ciencias de Madrid. Expondremos

en breves líneas los principios fundamentales de dicho método y adoptaremos las mismas notaciones.

En Sismometría se admite la forma esférica de la Tierra, y en ella las propiedades físicas de la materia varían de modo continuo por capas concéntricas. La trayectoria de rayo sísmico es una curva circular contenida en el plano determinado por el centro de la Tierra; el epicentro y la estación que se considere, siempre que profundidad de dicho rayo no pase de 57 kilómetros, es decir, para recorridos dentro de la capa cortical, lo cual tiene lugar hasta distancias epicentrales de 850 kilómetros.

Por la condición braquistocrónica del rayo sísmico, éste obedece a la siguiente fórmula de la refracción:

$$\frac{r}{v} \operatorname{sen} i = \frac{r}{v} \cos e = k, \quad [1]$$

en la cual  $r$  es el radio vector del punto que se considere,  $v$  la velocidad de la onda sísmica,  $i$  el ángulo de incidencia,  $e = 90 - i$  el de emergencia y  $k$  un parámetro constante para cada rayo.

El tiempo total del recorrido del rayo en su trayectoria completa viene dado por la fórmula

$$T = 2 \int_{r_m}^R \frac{r dr}{v \sqrt{r^2 - k^2 v^2}} \quad [2]$$

y la distancia epicentral

$$\Delta = 2 \int_{r_m}^R \frac{k v dr}{r \sqrt{r^2 - k^2 v^2}}, \quad [3]$$

en las cuales  $R$  es el radio medio de la Tierra y  $r_m$  el radio que corresponde al punto más bajo de la trayectoria.

La variación de la velocidad  $v$  a distintas profundidades viene expresada por la siguiente ecuación:

$$v = a - b r^2, \quad [4]$$

siendo  $a$  y  $b$  dos constantes positivas, y sus valores deducidos por Inglada son:

$$\begin{aligned} a &= 0,002193116 \\ b &= 0,001321846 \end{aligned} \quad [5]$$

y, por lo tanto, la fórmula [4] se convierte en

$$v = 0,002193116 - 0,001321846 r^2, \quad [6]$$

estando expresado  $r$  en partes de radio terrestre.

En virtud de tales fundamentos se llegan a obtener los elementos de la trayectoria del rayo sísmico, cuya profundidad máxima es de 57 kilómetros, es decir, el que corresponde a la máxima distancia epicentral con recorrido íntegro en la capa cortical. La distancia referida es:

$$\Delta = 7^\circ 42' 40'' = 857,30 \text{ kms.} \quad [7]$$

La cuerda,

$$C = 856,74 \text{ kms.} \quad [8]$$

El radio de curvatura,

$$\rho = 2175,54 \text{ kms.} \quad [9]$$

El coeficiente,

$$k = 1107,54 \text{ kms.} \quad [10]$$

La longitud total de la trayectoria,

$$A = 862,38 \text{ kms.} \quad [11]$$

El tiempo de recorrido,

$$T = 74^s,80. \quad [12]$$

La velocidad que resulta de las investigaciones realizadas modernamente es: en la superficie,

$$v_0 = 5,55 \pm 0,05 \text{ kms./seg.} \quad [13]$$

a la profundidad de 57 kilómetros,

$$v_{57} = 5,7 \pm 0,02 \text{ kms./seg.} \quad [14]$$

y el valor medio,

$$v = 5,58 \text{ kms./seg.} \quad [15]$$

Como resultado de estas deducciones se ve que la diferencia entre la trayectoria curvilínea del rayo sísmico y la cuerda correspondiente sólo es de 5,64 kilómetros para la máxima distancia epicentral. Del

análisis correspondiente resulta que las diferencias de los recorridos curvilíneo y rectilíneo no llega a dos segundos.

Por lo tanto, establece el autor las conclusiones siguientes: «Tratándose de sismos cuyo foco no rebase la profundidad de 57 kilómetros y hasta la distancia epicentral de 430, podemos admitir que el rayo sísmico se propaga en línea recta con una velocidad constante de 5,6 a 5,7 kilómetros.»

«Hasta distancias epicentrales de 850 kilómetros en números redondos, la hipótesis del rayo rectilíneo y constante la velocidad de propagación con el valor de 5,6 a 5,7 kms./seg. puede admitirse perfectamente en los cálculos sísmicos, pues da errores del orden de los de observación y aún mucho menores, siempre que la profundidad hipocentral no rebase los 57 kilómetros.»

### ECUACIONES FUNDAMENTALES

Una vez demostrado que se puede suponer el rayo sísmico rectilíneo para los sismos próximos, el método fundamental o caso general de cálculo de las coordenadas focales  $x_0, y_0, z_0$  se resuelve mediante el sistema general de ecuaciones:

$$\begin{aligned}
 (x_1 - x_0)^2 + (y_1 - y_0)^2 + (z_1 - z_0)^2 &= v^2 (t_1 - t_0)^2 \\
 (x_2 - x_0)^2 + (y_2 - y_0)^2 + (z_2 - z_0)^2 &= v^2 (t_2 - t_0)^2 \\
 (x_3 - x_0)^2 + (y_3 - y_0)^2 + (z_3 - z_0)^2 &= v^2 (t_3 - t_0)^2 \\
 \dots\dots\dots
 \end{aligned}
 \tag{16}$$

en el cual  $x_1, y_1, z_1$  son las coordenadas de la estación más próxima al epicentro  $t_1$  la hora de registro de la onda  $\bar{P}$  en la misma, etc., y  $t_0$  la hora focal.

Este método inicial o fundamental es simplificado suponiendo nula la altura de los observatorios, pues tal error es inferior a los resultantes de la observación, ya que  $v = 5,6$  kms./seg.

Una vez hecha esta simplificación, cabe eliminar la incógnita  $z_0$  por resta de las ecuaciones de dos en dos. Por último, para comodidad de cálculo, el autor introduce las siguientes notaciones auxiliares:

$$\begin{aligned}
 \tau_1 &= t_1 - t_0 \\
 \tau_2 &= t_2 - t_1 \\
 \tau_3 &= t_3 - t_1 \\
 \dots\dots\dots
 \end{aligned}
 \tag{17}$$

con lo cual se llega al sistema:

$$\begin{aligned} (x_1 - x_2) x_0 + (y_1 - y_2) y_0 - v^2 \tau_2 \tau &= \frac{x_1^2 - x_2^2 + y_1^2 - y_2^2 + v^2 \tau_2^2}{2} \\ (x_1 - x_3) x_0 + (y_1 - y_3) y_0 - v^2 \tau_3 \tau &= \frac{x_1^2 - x_3^2 + y_1^2 - y_3^2 + v^2 \tau_3^2}{2} \end{aligned} \quad [18]$$

.....

en el cual las incógnitas son:  $x_0, y_0, \tau$ ; sistema que si consta de más de cuatro ecuaciones, se pueden obtener los valores más probables de las incógnitas  $x_0, y_0, \tau$  por el método de mínimos cuadrados.

Como caso particular del anterior se presenta el siguiente: conocidos los valores de  $x_0, y_0$  por el estudio sobre el terreno o información macrosísmica garantizada, sólo resta hallar  $z_0$  y  $\tau$ , y podremos deducir  $t_0$  o sea la hora inicial en el foco.

El sistema general queda en este caso reducido a

$$\begin{aligned} \Delta_1^2 + z_0^2 &= v^2 \tau^2 \\ \Delta_2^2 + z_0^2 &= v^2 (\tau + \tau_2)^2 \\ \dots\dots\dots \\ \Delta_n^2 + z_0^2 &= v^2 (\tau + \tau_n)^2 \end{aligned} \quad [19]$$

en el cual, eliminada  $z_0$ , queda

$$\begin{aligned} 2v^2 \tau_2 \tau &= \Delta_2^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_2^2 \\ 2v^2 \tau_3 \tau &= \Delta_3^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_3^2 \\ \dots\dots\dots \\ 2v^2 \tau_n \tau &= \Delta_n^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_n^2 \end{aligned} \quad [20]$$

y el valor de  $\tau$  en cada una toma la siguiente forma:

$$\tau = \frac{\Delta_n^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_n^2}{2v^2 \tau_n} = \frac{\frac{1}{v^2} (\Delta_n^2 - \Delta_1^2) - \tau_n^2}{2\tau_n} \quad [21]$$

y el valor más probable

$$\tau = \frac{\frac{1}{v^2} \sum_{i=2}^{i=n} (\Delta_i^2 - \Delta_1^2) - \sum_{i=2}^{i=n} \tau_i^2}{2 \sum_{i=2}^{i=n} \tau_i} \quad [22]$$

## COORDENADAS EPICENTRALES

Ya dijimos que el foco sísmico corresponde a un accidente tectónico de forma alargada situado entre Blanca y Ojós, el cual fué conmovido casi simultáneamente en todo su recorrido. No es posible, por lo tanto, marcar las coordenadas epicentrales con la precisión que se puede tener cuando se trata de un foco puntiforme; sin embargo, con el fin de aplicar los procedimientos teóricos de cálculo, tomaremos como primera aproximación un punto situado en el Segura frente a Ricote, al cual corresponden las coordenadas geográficas siguientes:

$$\begin{aligned}\varphi &= 38^{\circ} 09' 30'' \text{ N.} \\ \lambda &= 2^{\circ} 20' 15'' \text{ E. Mad.}\end{aligned}\quad [23]$$

Con arreglo a estos valores, hemos calculado las coordenadas rectangulares referidas al mismo origen que las correspondientes a las estaciones, y según las fórmulas empleadas en las Tablas de proyección ya citadas [35].

Los valores resultantes son:

$$\begin{aligned}x &= + 204.710 \text{ m.} \\ y &= - 201.551 \text{ m.}\end{aligned}\quad [24]$$

Como quiera que para el cálculo hemos de utilizar estos valores solamente en número de kilómetros, adoptaremos los valores

$$\begin{aligned}x_0 &= + 205 \text{ kms.} \\ y_0 &= - 202 \text{ kms.}\end{aligned}\quad [25]$$

## DISTANCIAS EPICENTRALES

El sismo fué registrado en las Estaciones de Alicante, Almería, Cartuja, Toledo y Málaga, si bien los gráficos de esta última, por ser la de mayor distancia, no son suficientemente claros para utilizarlos en el cálculo.

Con arreglo a los valores de las coordenadas epicentrales y las de

las estaciones registradoras, obtendremos las distancias epicentrales correspondientes que nos han de servir para los cálculos posteriores:

$$\begin{aligned}
 \Delta_1 &= \sqrt{(x_1 - x_0)^2 + (y_1 - y_0)^2} = 78 \text{ kms. Alicante} \\
 \Delta_2 &= \sqrt{(x_2 - x_0)^2 + (y_2 - y_0)^2} = 174 \text{ » Almería} \\
 \Delta_3 &= \sqrt{(x_3 - x_0)^2 + (y_3 - y_0)^2} = 225 \text{ » Cartuja} \\
 \Delta_4 &= \sqrt{(x_4 - x_0)^2 + (y_4 - y_0)^2} = 302 \text{ » Toledo}
 \end{aligned}
 \tag{26}$$

y sus cuadrados

$$\begin{aligned}
 \Delta_1^2 &= 6.084 \\
 \Delta_2^2 &= 30.276 \\
 \Delta_3^2 &= 50.625 \\
 \Delta_4^2 &= 91.204
 \end{aligned}
 \tag{27}$$

### CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD FOCAL (POR ECUACIONES)

Si no hubiésemos efectuado el reconocimiento de la zona conmovida podríamos hacer aplicación del método «Inglada» para calcular las coordenadas  $x_0$   $y_0$  más la incógnita auxiliar  $\tau$  del sistema de ecuaciones [18], deducido del [16] y, por lo tanto, obtendríamos el valor de  $z_0$  o profundidad hipocentral. Afortunadamente tenemos elementos de juicio suficientes para conocer  $x_0$  e  $y_0$  con gran aproximación, y solamente nos resta el calcular  $z_0$ ; más adelante obtendremos los valores de las horas del sismo en el foco y en el epicentro. Haremos aplicación del sistema general de ecuaciones antes citado reducido a la forma del [20] con una sola incógnita  $\tau = t_1 - t_0$ , la cual, una vez conocida, nos servirá para hallar  $z_0$ .

De los cuadros copiados en el capítulo «Análisis de los sismogramas» sacamos los valores de  $t_1$   $t_2$   $t_3$   $t_4$ , así como los de  $\tau_2$   $\tau_3$   $\tau_4$ , utilizando los registros de la fase  $\bar{P}$ .

Alicante: $t_1 = 0^h 22^m 03^s,0$	$\tau_2 = t_2 - t_1 = 17^s,2$	$\tau_2^2 = 295,84$
Almería: $t_2 = \text{ » } 20^s,2$	$\tau_3 = t_3 - t_1 = 26^s,3$	$\tau_3^2 = 691,69$
Cartuja: $t_3 = \text{ » } 29^s,3$	$\tau_4 = t_4 - t_1 = 40^s,0$	$\tau_4^2 = 1600,00$
Toledo: $t_4 = \text{ » } 43^s,0$		

[28]

Estos valores, sustituidos en la fórmula [22] juntamente con los demás ya conocidos, nos darán el valor más probable de  $\tau$ .

En consecuencia del examen de las gráficas y dromocrónicas ya sa-

bemos que la profundidad del foco ha de oscilar entre cero y 25 kilómetros, podemos aceptar, para valor de  $v$ , el de 5,6 por tratarse de recorridos muy próximos a la superficie donde la velocidad es de 5,55. Así resulta

$$\tau = \frac{\frac{1}{5,6^2} \sum_{i=2}^{i=4} (\Delta_i^2 - \Delta_1^2) - \sum_{i=2}^{i=4} \tau_i^2}{2 \sum_{i=2}^{i=4} \tau_i} = \frac{0,032 \times 153853 - 2587}{167} = 13,99,$$

o bien, en número redondo,

$$\tau = 14^s. \quad [29]$$

Conocido el valor de  $\tau$ , que es la incógnita auxiliar, obtendremos el de  $t_0$  hora en el foco por la fórmula [17], y tendremos:

$$t_0 = t_1 - \tau = 0^h 22^m 03^s \quad 14^s = 0^h 21^m 49^s. \quad [30]$$

Y con este dato pasaremos a la fórmula siguiente, deducida del sistema [19]:

$$z_0 = \sqrt{\frac{\Sigma v^2 (t_i - t_0)^2 - \Sigma \Delta_i^2}{n}} = \sqrt{\frac{\Sigma 31,36 (t_i - t_0) - \Sigma \Delta_i^2}{4}}, \quad [31]$$

que nos da el valor más probable de la profundidad hipocentral mediante las correspondientes sustituciones

$$\left. \begin{array}{l} t_1 - t_0 = 14,0 \\ t_2 - t_0 = 31,2 \\ t_3 - t_0 = 40,3 \\ t_4 - t_0 = 54,0 \end{array} \right\} \begin{array}{l} (t_1 - t_0)^2 = 196 \\ (t_2 - t_0)^2 = 973 \\ (t_3 - t_0)^2 = 1624 \\ (t_4 - t_0)^2 = 2916 \\ \Sigma (t_i - t_0) = 5709 \end{array} \quad z_0 = \sqrt{211} = 14,5 \quad [32]$$

### CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD FOCAL, POR LAS CURVAS DROMOCRÓNICAS

El primer ensayo de cálculo de situación del epicentro y profundidad focal, etc., se realiza siempre con el auxilio de las curvas dromocrónicas o de tiempos de recorrido, las cuales proporcionan elementos de orientación para la investigación posterior de los elementos referidos.

Estas curvas representan así la propagación aparente del movimiento a partir del epicentro. Las diferencias de ordenadas corresponden a las diferencias de tiempos de recorrido de cada rayo sísmico.

En el trazado de las mismas (fig. 12) vemos que el trayecto comprendido por los cuatro puntos es aproximadamente una línea recta para la  $\bar{P}$  con valor de velocidad aparente de propagación  $v = 5,6$ .

Si examinamos las curvas teóricas de la figura 13 resulta que la pendiente de la curva real (fig. 12) queda comprendida entre las correspondientes a las profundidades hipocentrales  $h = 0$  y  $h = 25$ , cuyas pendientes son de  $v = 5,55$  y  $v = 5,7$ , respectivamente.

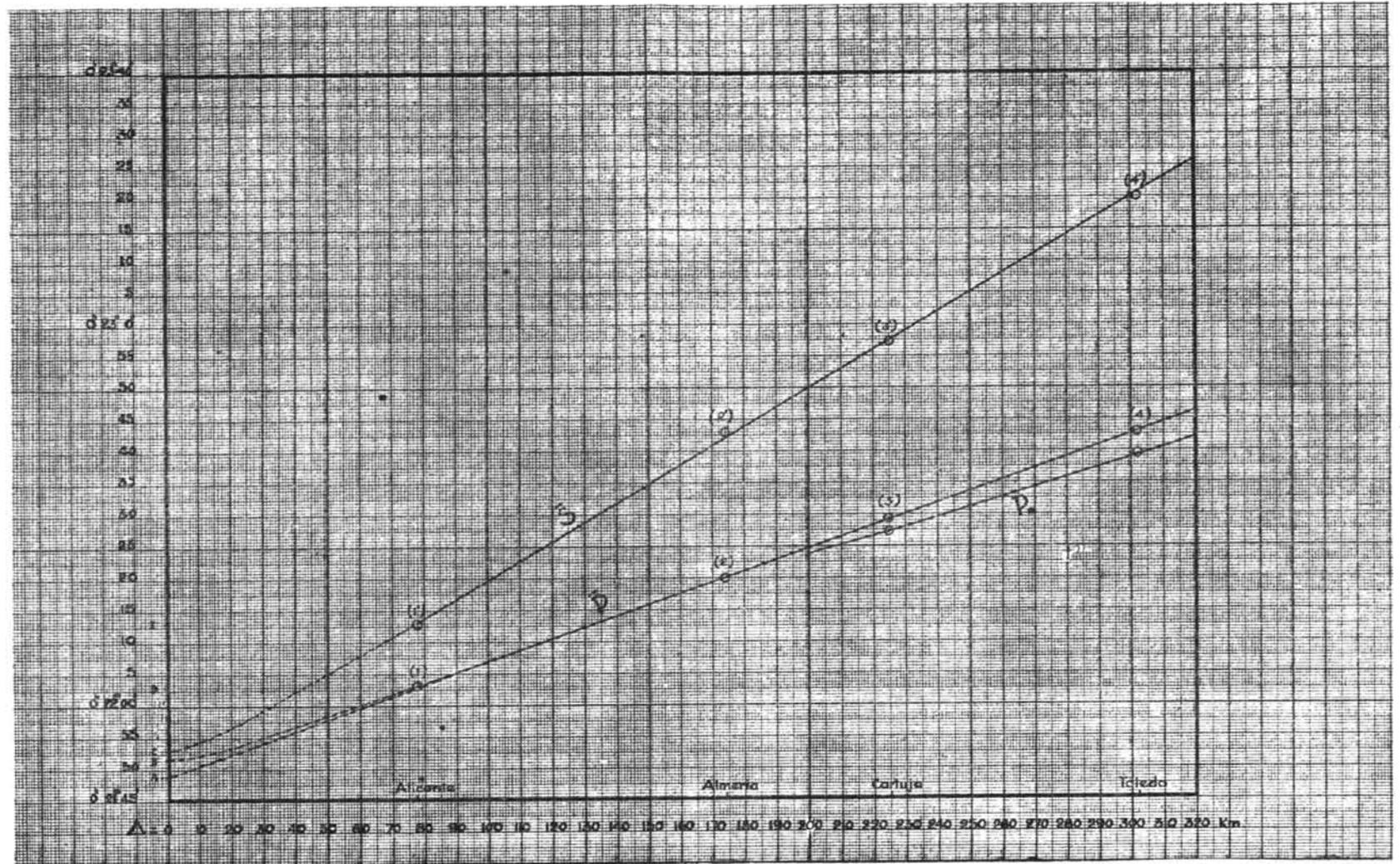
Al verificar análoga prueba con las curvas de la fase  $\bar{S}$  obtenemos la comprobación correspondiente, según nos lo indica el adjunto cuadro:

PROFUNDIDAD FOCAL $h$	CURVAS TEÓRICAS		CURVAS REALES		
	$v(\bar{P})$	$v(\bar{S})$	$v(\bar{P})$	$v(\bar{S})$	
0	5,55	3,27	»	»	[33]
(14)	»	»	5,64	»	
(15)	»	»	»	3,30	
25	5,71	3,32	»	»	
45	5,78	3,39	»	»	

Con el fin de exponer la importancia que tiene para las investigaciones sismométricas la precisión en el registro instrumental, especialmente en la apreciación de las horas de los principios de los sismogramas, vamos a indicar los valores de los tiempos de recorrido  $T$  correspondientes a las distancias de las cuatro estaciones y para las profundidades de 0 a 25 kilómetros.

$\Delta$	VALORES TEÓRICOS DE TIEMPOS DE RECORRIDO T						VALORES REALES	
	$h = 0$	5	10	15	20	25	$t_i - t_0$	
78	13,93	13,97	14,03	14,18	14,39	14,62	14,00	[34]
174	31,07	31,10	31,14	31,19	31,25	31,33	31,20	
225	40,19	40,21	40,24	40,28	40,35	40,44	40,30	
302	53,93	53,95	53,98	54,00	54,04	54,10	54,00	

En este cuadro se observa que la variación de 0<sup>s</sup>,1 en  $T$  puede hacer variar la profundidad focal de 10 a 15 kilómetros.

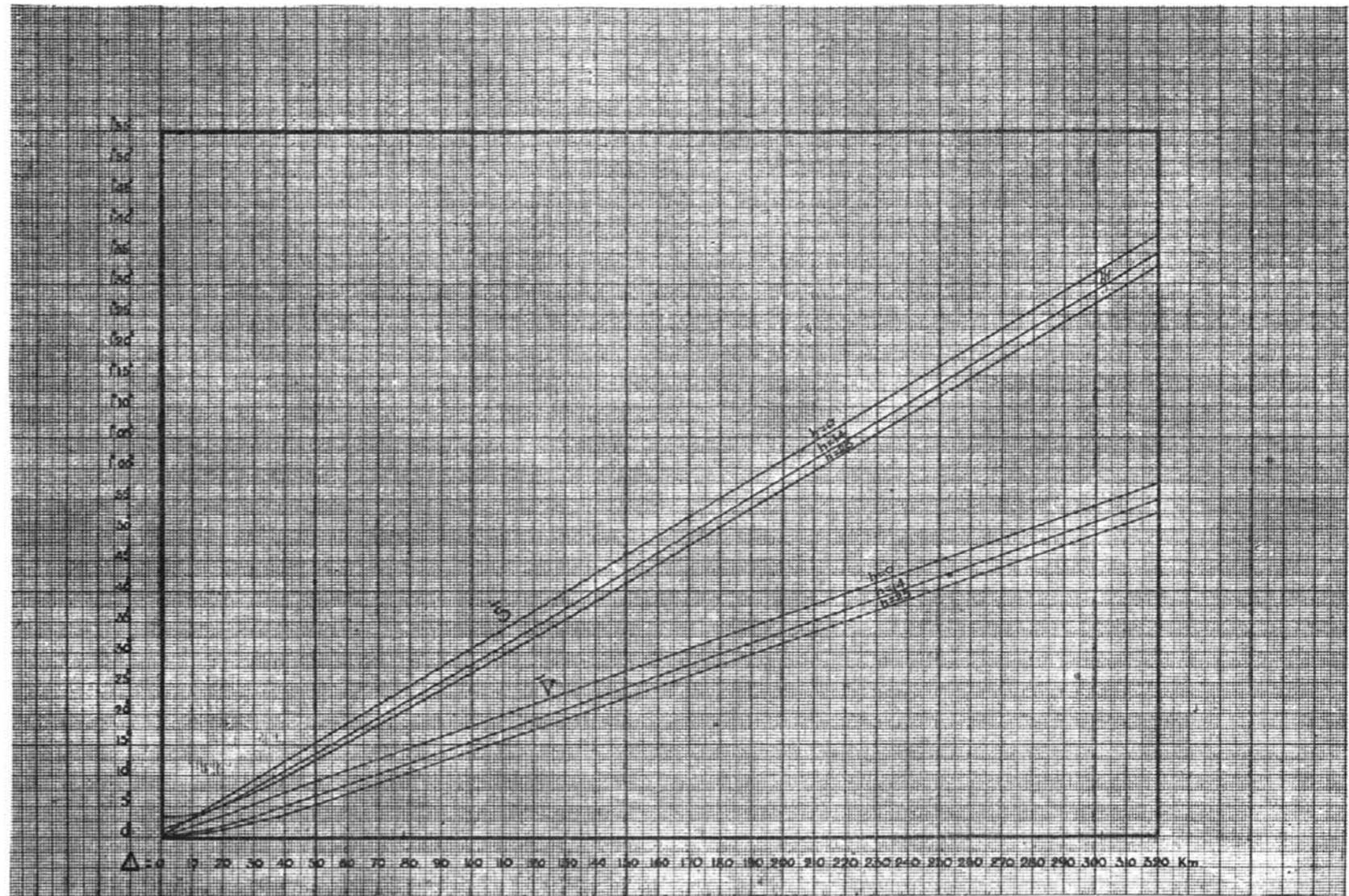


DROMOCRÓNICAS según los registros

- A= Hora en el foco
- B= Hora de  $\bar{P}$  en el epicentro
- C= id de  $\bar{S}$  id id
- D= Hora de registro de  $\bar{P}$  en Alicante
- E= id id de  $\bar{S}$  en id

- Línea (1)-(4) Dromocrónica real de  $\bar{P}$
- Línea (B)-(1) Dromocrónica teórica de  $\bar{P}$  para  $h=14$  Km
- Línea (1)-(4) Dromocrónica real de  $\bar{S}$
- Línea (C)-(1) Dromocrónica teórica de  $\bar{S}$  para  $h=14$  Km.
- Línea (A)-(2) Tangente a la dromocrónica de  $\bar{P}$

Fig. 12



DROMOCRÓNICAS

para las profundidades hipocentrales de 0-14-y-25-Km.  
Según Tablas de A. Mohorovicic

Fig. 13

Hallemos las diferencias entre los tiempos de recorrido teórico  $T$  y los del registro ( $t_t - t_0$ ) para cada caso de profundidad hipocentral.

$h = 0$	5	10	15	20	25	
0,07	0,03	0,03	0,17	0,39	0,62	[35]
0,13	0,10	0,06	0,01	0,05	0,13	
0,11	0,09	0,06	0,02	0,05	0,14	
0,07	0,05	0,02	0,00	0,04	0,10	

Formemos la suma de cuadrados de estas diferencias, y tenemos para

$$\begin{aligned}
 h = 0 [\Delta\Delta] &= 0,04 \\
 h = 5 [\Delta\Delta] &= 0,02 \\
 h = 10 [\Delta\Delta] &= 0,01 \\
 h = 15 [\Delta\Delta] &= 0,03 \\
 h = 20 [\Delta\Delta] &= 0,16 \\
 h = 25 [\Delta\Delta] &= 0,43
 \end{aligned}
 \tag{36}$$

Resulta el valor más probable el de  $h = 10$ , bastante aproximado a los obtenidos anteriormente por la fórmula [32] y cuadro [33].

### CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD FOCAL, SEGÚN LOS SISMOGRAMAS

El análisis de los gráficos obtenidos en Alicante, especialmente el de la componente horizontal, nos va a proporcionar nuevos elementos para comprobar los valores de la profundidad hipocentral antes obtenidos. Para ello seguimos el orden expuesto por Inglada en unos de sus múltiples y sugestivos trabajos (33).

*Intervalos entre la fase  $\bar{P}$  y las demás, expresados en segundos para  $\Delta = 78$  kms.*

Notación A. Mohorovičić.	Abreviación Rodríguez Navarro.	VALORES INTERPOLADOS EN LAS TABLAS		VALORES DEDUCIDOS DE LOS SISMOGRAMAS		PROFUNDIDAD FOCAL H	
		Para $h = 0$ kms.	Para $h = 25$ kms.	E-W	Z	E-W	Z
$Ri\bar{P}$	$\bar{P}^2$	10,4	6,2	7,5	7,9	17	15
$\bar{S}$	$\bar{S}$	9,7	10,2	9,9	10,0	10	15
$Ri\bar{P}\bar{S}$	$\bar{P}\bar{S}$	18,9	15,4	17,0	—	13	—
$Ri\bar{S}$	$\bar{S}^2$	27,4	20,7	22,8	—	17	—
$Ri_2\bar{P}$	$\bar{P}^4$	28,5	23,9	25,7	—	15	—
$Ri_2\bar{P}^3\bar{S}$	$\bar{P}^3\bar{S}$	35,9	31,4	32,7	—	17	—
$Ri_2\bar{P}^2\bar{S}^2$	$\bar{P}^2\bar{S}^2$	43,4	39,0	41,4	—	11	—
$Ri_2\bar{P}\bar{S}^3$	$\bar{P}\bar{S}^3$	50,9	46,6	49,2	—	9	— [37]
$Ri_2\bar{S}$	$\bar{S}^4$	58,5	50,8	54,5	—	13	—
$R_s\bar{P}$	$\bar{P}^3$	10,4	13,6	12,5	12,0	16	13
$R_s\bar{P}_2\bar{S}$	$\bar{P}^2\bar{S}$	18,9	21,6	21,0	—	19	—
$R_s\bar{P}\bar{S}_2$	$\bar{P}\bar{S}^2$	27,4	29,8	28,3	—	9	—
$R_s\bar{S}$	$\bar{S}^3$	27,4	33,4	30,6	—	13	—
$R_{s_2}\bar{P}$	$\bar{P}^5$	28,5	32,5	30,6	—	13	—
$R_{s_2}\bar{P}_4\bar{S}$	$\bar{P}^4\bar{S}$	35,9	39,7	38,4	—	16	—
$R_s\bar{P}_3\bar{S}_2$	$\bar{P}^3\bar{S}^2$	43,4	47,0	46,1	—	18	—
$R_{s_2}\bar{P}_2\bar{S}_3$	$\bar{P}^2\bar{S}^3$	50,9	54,4	52,5	—	11	—
<i>Promedios.....</i>						13,9	14,3
<i>Promedio final.</i>						14,1	

En el cuadro [37] anotamos los intervalos que corresponden a las diferencias Fase- $\bar{P}$ , obtenidos por interpretación de las Tablas de A. Mohorovičić, para  $\Delta = 78$  kilómetros y profundidades de 0 y 25 kilómetros. Asimismo, en la columna siguiente, figuran los obtenidos en las gráficas de Alicante y, por último, en la columna extrema están los valores de  $h$  a que corresponden. El promedio de los pertenecientes a la componente horizontal es de  $h = 13,9$  y los de la cenital  $h = 14,3$ . Podemos aceptar el valor de  $h = 14$  kilómetros como el más aproximado, el cual concuerda con los anteriores, según [32] [33] y [36].

En resumen: empleando diferentes métodos elementales basados en la teoría ya conocida de propagación de las ondas sísmicas, hemos obtenido las siguientes profundidades del foco:

14,5, 14, 15, 10 y 14,1,

valores que nos marcan una pauta aproximada acerca de la situación del foco. Sería iluso pretender una aproximación del orden del kilómetro, pues ya hemos visto que la apreciación de la décima de segundo influye en una decena de kilómetros. Además, el foco sísmico, en general, y más en este caso, lejos de ser un punto teórico es un accidente geológico de dimensiones variables y cuya vibración se ha originado simultáneamente en una gran masa. Por otra parte, la propagación de las ondas elásticas está sujeta a muchas irregularidades debidas a la heterogeneidad de las capas que atraviesan sobre todo las proximidades de la superficie.

### IX.—Horas en el foco y en el epicentro.

Ya vimos que la incógnita auxiliar  $\tau$  introducida en el sistema de ecuaciones [18] representaba la diferencia  $\tau = t_1 - t_0$ , siendo  $t_1$  el tiempo de recorrido del rayo sísmico desde el foco a la Estación de Alicante y  $t_0$  la hora focal. El valor de  $\tau$  resuelto por la fórmula [22] nos dió en la [29]  $\tau = 14^s$ , y por la [30]  $t_0 = 0^h 21^m 49^s$ , o sea la hora del sismo en el foco, según elementos de registro de Alicante. Sabida la hora del sismo en el foco, se obtiene fácilmente la del epicentro por conocerse la magnitud de la profundidad hipocentral igual a 14 kilómetros y la velocidad media de 5,6; por lo tanto, el tiempo de recorrido de la vertical sísmica es 2,5 segundos; luego

$$H_e = 0^h 21^m 51^s,5 \quad [38]$$

el valor de  $H_e$  lo podíamos también hallar obteniendo por interpolación en las tablas de los tiempos de recorrido aparentes por la superficie del suelo que corresponden a las distancias de las cuatro estaciones para  $h = 14$ , y restando estos tiempos de las horas  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$  y  $t_4$ , resultan las horas que apuntamos en el siguiente cuadro:

ESTACIONES	$\Delta$	Horas de registro de P.	Tiempos de propagación aparente para $h = 14$ .	Hora epicentral.
Alicante. . . . .	78	h m s 0 22 03,0	s 11,9	h m s 0 21 51,1
Almería. . . . .	174	20,2	28,9	51,3
Cartuja. . . . .	225	29,3	38,0	51,3
Toledo. . . . .	302	43,0	51,7	51,3

[39]

el promedio de estos cuatro valores y el [38] nos da

$$H_e = 0^h 21^m 51^s,3. \quad [40]$$

### X.—Cálculo del ángulo de emergencia y radio de curvatura de la trayectoria.

La circunstancia de no estar en servicio el día 25 de Agosto la componente N-S del Mainka, según motivos de reforma ya conocidos, nos ha privado de los elementos de registro necesarios para deducir el valor del ángulo de emergencia de la trayectoria de la  $\bar{P}$ . Además, el comienzo del sismograma no tiene en la componente E-W. el ímpetu necesario para realizar tal determinación en buenas condiciones. Nos tenemos que limitar, pues, a deducir el valor de  $e_0$  en función del de  $h$  ya conocido. Utilizaremos para ello la fórmula 10 de la Memoria de Inglaterra (33)

$$\cos e_0 = v_0 \frac{dT}{d\Delta}. \quad [41]$$

El triángulo rectángulo  $MNP$  (fig. 14) puede considerarse rectilíneo para pequeños valores de  $d\Delta$ . En dicho triángulo conocemos el lado  $PN = v_0 dT$  por la diferencia de tiempos de llegada de la onda sísmica a  $M$  y  $N$ .

Si tomamos los datos correspondientes a  $d\Delta = 10$  kms.,  $\Delta = 78$  kilómetros y  $v_0 = 5,5$ , resulta:

$$\cos e_0 = 0,962 \quad \text{y} \quad e_0 = 15^\circ 50'. \quad [42]$$

Conocido  $e_0$ , obtendremos el parámetro  $k$  por la fórmula

$$k = \cos e_0 \frac{r_0}{v_0}; \quad [43]$$

poniendo  $r_0 = 6370$ , resulta

$$k = 1114,2. \quad [44]$$

Este parámetro ya dijimos que define a cada rayo sísmico según las parejas de valores  $\Delta$  y  $h$  de cada uno. Si en [43] consideramos en vez

de los elementos  $r_0$  y  $v_0$  superficiales los  $r_m$  y  $v_m$  radio mínimo, y su velocidad correspondiente en el punto inferior de la trayectoria del rayo sísmico, es decir, en el pericentro, entonces será:

$$\cos e_0 = 1 \quad \text{y} \quad k = \frac{r_m}{v_m}, \quad [45]$$

que marca la relación entre la profundidad máxima y su velocidad en dicho punto, que también alcanza su máximo.

El valor de  $\rho$  radio de curvatura de la trayectoria se obtiene por la fórmula

$$\rho = \frac{1}{26k} = 0,33$$

en partes de radio, o sea:

$$\rho = 2102 \text{ kms.} \quad [46]$$

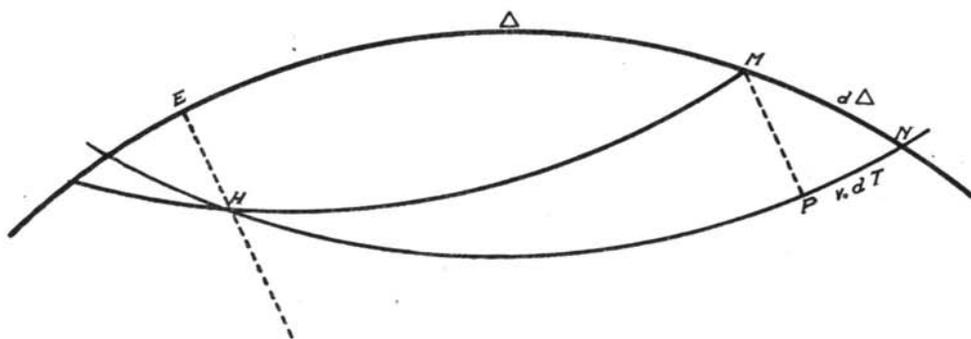


Fig. 14.

## XI. — CONCLUSIONES

El sismo del 25 de Agosto de 1940 ha tenido por epicentro teórico un punto cuyo pueblo más próximo es Ojós (Murcia). En realidad, el epicentro ha sido más amplio y comprende un área alargada de unos tres kilómetros en el sentido del río Segura, entre los pueblos de Ojós, Blanca y Ricote. Denominamos el fenómeno con el nombre de «Sismo del Medio Segura».

En el estudio geográfico hemos visto que tal epicentro queda enclavado en la gran «Región sísmica meridional de la Península» y, dentro de ella, en la «Zona Murcia-Alicante», y en ésta cabe definir la «Comarca de Murcia» con rasgos sísmicos diferentes a los de la alicantina como consecuencia de la diferente red de fracturas geológicas. Precisando más aún el epicentro del sismo que estudiamos forma parte del «Grupo del Segura medio».

Atendiendo a la frecuencia media, la «Comarca de Murcia» presenta un coeficiente bastante elevado que la coloca en el tercer lugar de las de la Península, y en aquélla la máxima densidad de focos sísmicos reside en las líneas tectónicas del Segura y Sangonera.

Del análisis orográfico de la Cordillera Penibética resulta que la Comarca de Murcia, juntamente con la de Alicante, quedan enclavadas en el Sector 4.º de dicha Cordillera, caracterizado por el desorden notorio en la situación de alineaciones montañosas, debido, en primer lugar, a la reacción del borde de la Meseta por el empuje alpino, y en segundo término a la intensidad de los fenómenos de descompresión que han motivado la formación de una densa red de fracturas tales, que muchas de las Sierras, al quedar seccionadas, presentan un eje orográfico normal al de plegamiento.

Tectónicamente considerada, la Comarca murciana comprende dos grandes bloques corticales separados de modo patente por la falla del Sangonera. El del NW. está integrado por un conjunto de materiales secundarios y terciarios sumamente plegados y dislocados, de los cuales el Trías constituye el fundamento principal; son los materiales plegados alpínicamente. El bloque meridional pertenece al Sistema de la Mole Bética, cuyos elementos petrográficos son los pertenecientes al bloque de Sierra Nevada-Filabres, que forma otro Pilar gemelo del de la Meseta castellana, y entre ambos se fraguaron los pliegues de la Cordillera Penibética.

Este bloque, situado al SE. de la falla del Sangonera, se halla recubierto por materiales cuaternarios desde Fuente-Álamo a Torrevieja, y secundarios y terciarios en la Sierra de Carrascoy. El borde oriental de este bloque arcaico-paleozoico tal vez coincida con la falla que hemos determinado en el trayecto de Abanilla a Torrevieja.

La denominada «Falla del Segura» es un conjunto de geoclasas, angostos, fallas, pliegues-fallas, etc., que desde Cieza, hasta el S. de Archena, recortan el terreno y forman numerosas brechas por entre las

cuales corre el río, el cual continúa con su acción erosiva la obra iniciada por las fuerzas endógenas.

Este conjunto de visibles accidentes de diastrofismo en los terrenos secundarios y terciarios, corresponden a una falla profunda tallada en el bloque paleozoico subyacente hundido entre los Pilares firmes de la Meseta y el de la Mole Bética. La dirección de esta falla es la misma que la de las raíces de los arrasados pliegues hercinianos, visibles aún en Castilla y Extremadura.

La determinación de la profundidad focal, basada en los tiempos de recorrido de las ondas sísmicas registradas en diferentes estaciones, nos ha proporcionado el valor de 14 kilómetros, y aunque esta cifra responda solamente a una aproximación, el error no ha de exceder de dos a tres kilómetros en más o menos.

Este cálculo nos dice que, en efecto, existe ese accidente tectónico supuesto y su situación se halla por bajo de las series secundaria y terciaria. Hay que pensar en que el emplazamiento del foco sísmico tiene que estar en la capa granítica o granítico-paleozoica de los antiguos pliegues hercinianos, teniendo en cuenta que el bloque fondo del Geosinclinal bético debió descender bastante respecto a los dos pilares extremos.

Por medio de los registros de las ondas reflejadas en la superficie de Conrad y Mohorovičić, se han podido deducir las profundidades aproximadas de las mismas en el subsuelo de la comarca estudiada, (fig. 15) y, por lo tanto, podemos tener una noción aproximada del espesor de la serie de las capas sedimentarias (14 o 20 kilómetros) de la capa arcaico-paleozoica (20 o 30 kilómetros) y de la capa basáltica o «Sialma» (10 kilómetros), que en conjunto forman la zona de fractura de la corteza terrestre.

Dentro de la capa arcaico-paleozoica se encuentran potentes asomos hipogénicos y cristolofíticos que le dan marcada irregularidad.

Las fallas que aparecen visibles en los mantos secundarios y terciarios son efectos dinámicos de proyección de las fallas y fracturas de la capa paleozoico-cristalina subyacente, como lo demuestra la profundidad focal de este sismo y la de otros muchos ocurridos en la misma zona, en los cuales, aunque no se ha podido determinar la situación del foco con la aproximación de éste, hemos visto, sin duda, que el valor que mejor se adopte es comprendido entre los 25 kilómetros y 0 kilómetros, más cerca del primero que la del segundo.

En la línea sísmica del Segura Medio hay tres núcleos de focos sísmicos: el de «Blanca de Ojós», el de «Ceuti» y el de «Alguazas»; los dos últimos son de más frecuencia que el primero.

El sismo de 25 de Agosto de 1940 ha sido de tipo francamente tectónico por movimiento de los bloques de la falla del Segura.

Los sismos del Segura Medio pueden ser influídos por las tensiones procedentes del S. como consecuencia de la basculación del bloque costero, lo cual es bien manifiesto, según puede apreciarse por el buzamiento suave hacia el SE. en los terrenos pliocenos de la Vega del Bajo Segura, y aun por lo del mioceno superior.

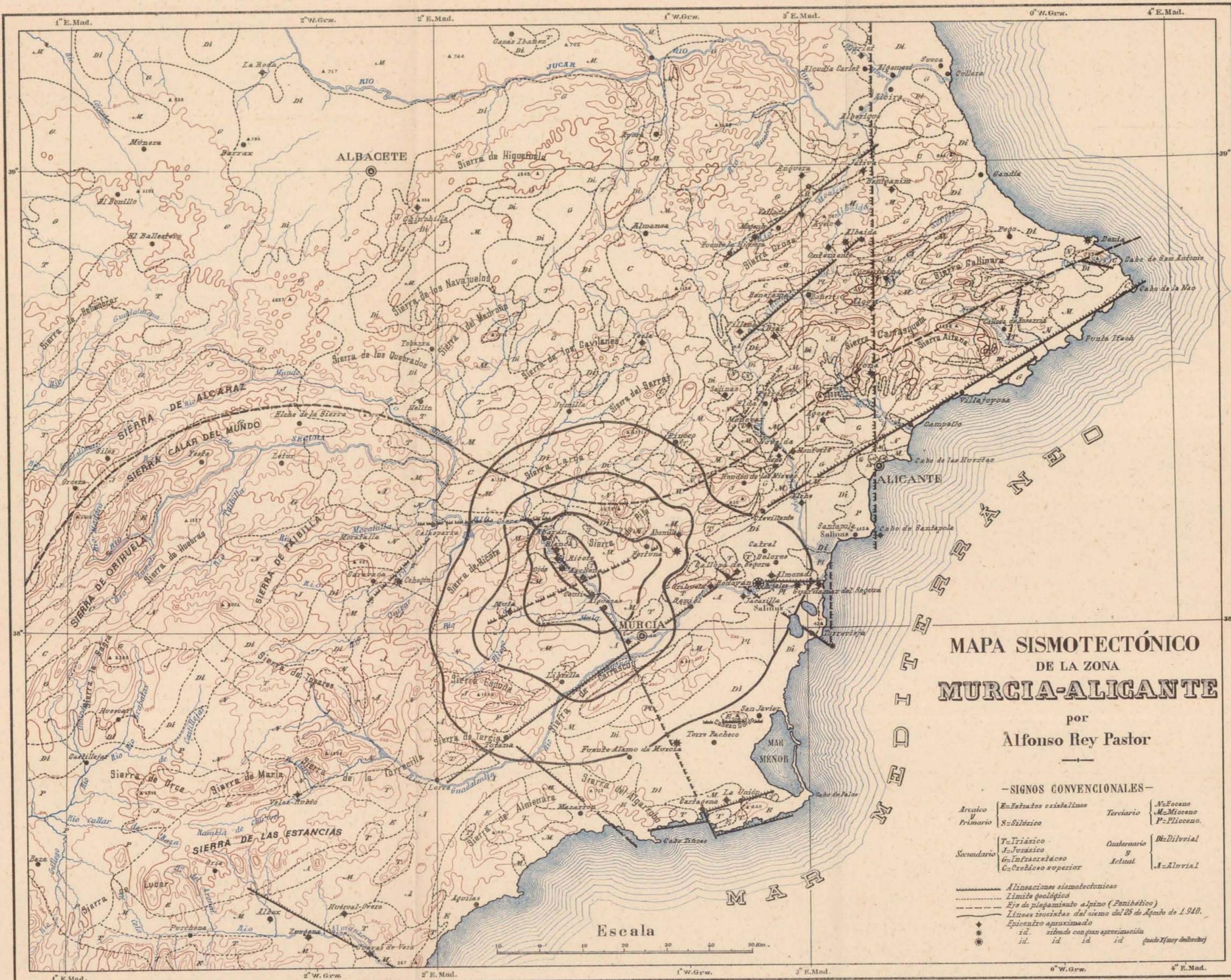
En la propagación del movimiento por la superficie terrestre, se ha visto cómo los mantos terciarios y cuaternarios han producido un reforzamiento aparente de intensidad independiente de la génesis del sismo.

En resumen: el análisis de este sismo pone de manifiesto la necesidad de colaboración entre el geólogo y el sismólogo para contribuir al conocimiento de la tectónica de nuestro suelo, especialmente en comarcas tan interesantes como esta del Segura. De este modo podremos ir estableciendo sólidos pilares para la continuación de los estudios de la Geografía sismológica de la Península Ibérica felizmente iniciados ya.

Alicante, Febrero 1941.

El Ingeniero Geógrafo,

*ALFONSO REY*



**MAPA SIMOTECTÓNICO**  
DE LA ZONA  
**MURCIA-ALICANTE**

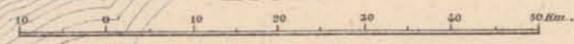
por  
**Alfonso Rey Pastor**

**-SIGNOS CONVENCIONALES-**

Arcaico	E-Estados cristalinos	Terciario	N-Neógeno
Primario	S-Silésico		M-Mioceno
			P-Plioceno
Secundario	T-Triásico	Cuaternario	Di-Diluvial
	J-Jurásico		Y
	G-Infracretácico	Actual	A-Aluvial
	C-Cretácico superior		

- Alineaciones simotectónicas
- Límite geológico
- Eje de plegamiento alpino (Penibético)
- Líneas isosistas del sismo del 25 de Agosto de 1940.
- Epicentro aproximado
- ♦ id. sismo con gran aproximación
- ★ id. id. id. id. (sismo X[any] destruido)

Escala



## NOTA BIBLIOGRÁFICA

---

- (1) *Association de Séismologie.—Bureau Central Séismologique International.* Strasbourg-Clermont Ferrand.
- (2) REY PASTOR (A.). *Traits sismiques de la Péninsule Ibérique.* Madrid, 1927.
- (3) HERNÁNDEZ PACHECO (E.).—*Síntesis fisiográfica y geológica de España.* Madrid, 1932.
- (4) IDEM ÍD.—*Discurso.* Real Academia de Ciencias. Madrid, 1922.
- (5) CUETO Y RUIZ-DÍAZ (E.).—*Algunas consideraciones sobre la tectónica de la Península Ibérica.* Madrid, 1932.
- (6) DOUVILLÉ (R.).—*La Péninsule Ibérique.* Espagne.
- (7) ORUETA (D.) Y RUBIO (E.).—*La Serranía de Ronda.* Madrid, 1926.
- (8) INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA.—*De Sierra Morena a Sierra Nevada.* Madrid, 1926.
- (9) GAVALA (J.).—*Costa española del Estrecho.* Madrid, 1926.
- (10) GARCÍA SIÑERIZ (J.).—*La investigación sísmica del Estrecho de Gibraltar.* Madrid.
- (11) ALBRICIAS (L.).—*Playas levantadas.*
- (12) MALLADA.—*Explicación del Mapa Geológico.* Tomos I, IV y VI.
- (13) ROYO GÓMEZ (J.).—*Nota publicada en el folleto «Balneario de Archena».*
- (14) FALLOT (P.).—*Essais sus la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides.* G. M. O. Vol. VI, núm. 1.
- (15) KINDELÁN (V.).—*Investigación de los terrenos miocenos y azufreros del Sur de España.* Instituto Geológico y Minero. 1926. Tomo VII.
- (16) INGLADA Y ORS (V.).—*El sismo del Bajo Segura.* Madrid, 1926.
- (17) REY PASTOR (A.).—*Sismicidad de España y Norte de Africa.* Rev. Ibérica, núm. 518.
- (18) COMTE DE MONTESSUS DE BALLORE.—*La Géologie sismologique.* París, 1924.
- (19) IDEM ÍD.—*Les tremblements de Terre.* París, 1906.
- (20) SIEBERG (A.). *Erdbebenkunde.* Jena, 1923.
- (21) SUSS (E.). Traducción de Novo (P.).—*La Faz de la Tierra.* Madrid, 1923.
- (22) DÍAZ CASSOU (P.).—*Huerta de Murcia.* 1888.
- (23) ARRAZOLA (L.).—*Ensayos sobre volcanes y terremotos.* Valladolid, 1829.
- (24) S. NAVARRO (J.).—*Bosquejo sísmico de la Península Ibérica.* 1921.
- (25) GALBIS RODRÍGUEZ (J.).—*Catálogo sísmico.* Tomo I. Madrid, 1932.

- (26) NOVO Y CHICARRO (P.). — *Reseña geológica de la provincia de Alicante*. Boletín del Instituto Geológico. Tomo XVI, 1915.
- (27) S. LOZANO Y MARÍN. — *Estudio relativo a los terremotos de la provincia de Murcia de 1911*. Boletín del Instituto Geológico. Tomo XII.
- (28) INGLADA Y ORS (V.). — *Los problemas de la moderna Sismología geológica en relación con el estudio de la tectónica de las Regiones sísmicas de España*. Bol. de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Marzo, 1921.
- (29) RODRÍGUEZ NAVARRO (J.). — *Utilisation des Tables des temps de propagation des ondes sismiques pour profondeurs diverses*. Madrid, 1939.
- (30) ROTHÉ (E.). — *Tablas de A. Mohorovicic*. Publications du B. C. S. I. Serie A. Fascicule 3. París, 1925.
- (31) RODRÍGUEZ NAVARRO (J.). — *Notaciones sismológicas*. Publications du B. C. S. I. Serie A. Fascicule 10. Nogent le Rotrou, 1934.
- (32) MOHOROVICIC (A.). — *Das Beben vom 8 Oktober 1909*. Zagreb, 1909.
- (33) INGLADA Y ORS (V.). — *Nota acerca del cálculo de la profundidad del foco sísmico por el procedimiento de S. Mohorovicic y otros análogos basados en los sismogramas registrados en las estaciones próximas*. Madrid, 1928.
- (34) E. M. C. DEL EJÉRCITO. — *Reglamento de Cartografía militar*. Madrid, 1934.
- (35) IDEM DEL ÍD. — *Tablas de proyección para la Cartografía militar*. Madrid, 1935.
- (36) INGLADA Y ORS (V.). — *Cálculo de las coordenadas del foco sísmico y del instante inicial de la sacudida por medio de las horas del principio de los sismogramas registrados en varias estaciones próximas*.
- (37) REY PASTOR (A.). — *El periodo sísmico de «La Canal de Berdún de 1923» (Pirineos)*. Toledo, 1931.
- (38) IDEM ÍD. — *El sismo de la Rioja Baja de 18 de Febrero de 1929*. Toledo, 1932.
- (39) IDEM ÍD. — *Sismicidad de las regiones litorales españolas del Mediterráneo II Región Bética y Subbética*. Association pour l'Étude Géologique de la Méditerranée occidentale. Vol. IV.
- (40) INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA. — *Mapa Geológico*. Escala 1/1.000.000. 2.<sup>a</sup> edición, 1936.

# ÍNDICE

	Páginas
ANTECEDENTES.....	5
ESTUDIO DE LA COMARCA	
I. — REGIÓN MERIDIONAL DE LA PENÍNSULA.....	7
II. — LA CORDILLERA PENIBÉTICA.....	10
III. — LA COMARCA DEL SEGURA MEDIO.....	14
IV. — LA FALLA DEL SEGURA.....	16
V. — SISMICIDAD DE LA COMARCA DE MURCIA.....	20
ANÁLISIS DEL FENÓMENO SÍSMICO	
VI. — ESTUDIO MACROSÍSMICO. — LÍNEAS ISOSISTAS.....	31
VII. — INTERPRETACIÓN DE SISMOGRAMAS.....	32
VIII. — COORDENADAS DEL FOCO SÍSMICO.....	36
<i>Importancia de su determinación</i> .....	36
<i>Coordenadas rectangulares</i> .....	38
<i>Método «Inglada»</i> .....	38
<i>Ecuaciones fundamentales</i> .....	41
<i>Coordenadas epicentrales</i> .....	43
<i>Distancias epicentrales</i> .....	43
<i>Profundidad focal según ecuaciones</i> .....	44
<i>Profundidad focal según dromocrónicas</i> .....	45
<i>Profundidad focal según sismogramas</i> .....	47
IX. — HORAS EN EL FOCO Y EN EL EPICENTRO.....	49
X. — ÁNGULO DE EMERGENCIA Y RADIO DE CURVATURA.....	50
XI. — CONCLUSIONES.....	51
NOTA BIBLIOGRÁFICA.....	55