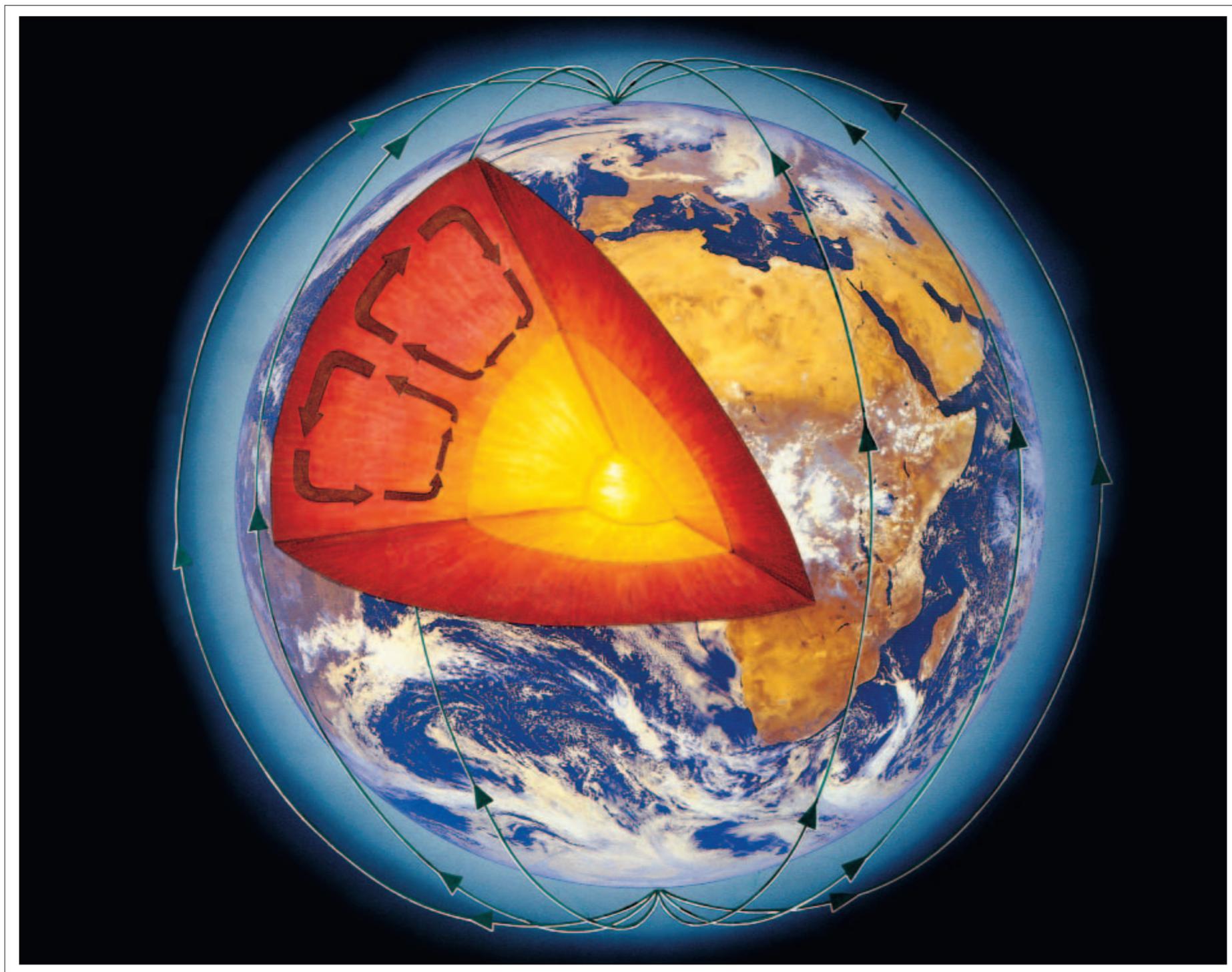


ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

SECCIÓN II

GRUPO 8



GEOFÍSICA

ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

SECCIÓN I

GRUPO 8

GEOFÍSICA

ÍNDICE

CONTENIDO	PÁG.
Texto explicativo grupo 8	8.I-III
Gravimetría	8.2-4
Geomagnetismo	8.5-7
Aeromagnetismo	8.8-9
Sismología	8.10-16
Vulcanismo	8.17-19
Síntesis de otras observaciones	8.20

La primera edición del grupo Geofísica del Atlas Nacional de España, publicada en 1992, exigió aglutinar, de forma coherente y homogénea, la gran cantidad de información que la Geofísica ofrece sobre el comportamiento, estructura, composición y propiedades físicas de la Tierra, con referencia especial a la parte sólida terrestre –Sismología, Gravimetría, Vulcanología– y a los fenómenos vinculados al Geomagnetismo.

Doce años después resulta absolutamente necesario llevar a cabo una actualización de sus contenidos, toda vez que la Geofísica es una disciplina científica en constante evolución técnica y en la que el estado del conocimiento ha variado de forma continua durante estos años. Por un lado, las nuevas tecnologías han permitido modificar las infraestructuras necesarias para la toma de datos, las comunicaciones y los sistemas de análisis, mejorando la precisión de las observaciones de los parámetros geofísicos. Así, por ejemplo, la Red Sísmica Nacional ha aumentado su capacidad de detección mediante sensores que registran terremotos en todas las gamas de frecuencia y transmiten sus datos en tiempo real vía satélite, y en el caso de la determinación de la gravedad terrestre se ha llegado a precisiones del orden de 10^{-8} m s^{-2} (diez veces mejores que hace sólo diez años).

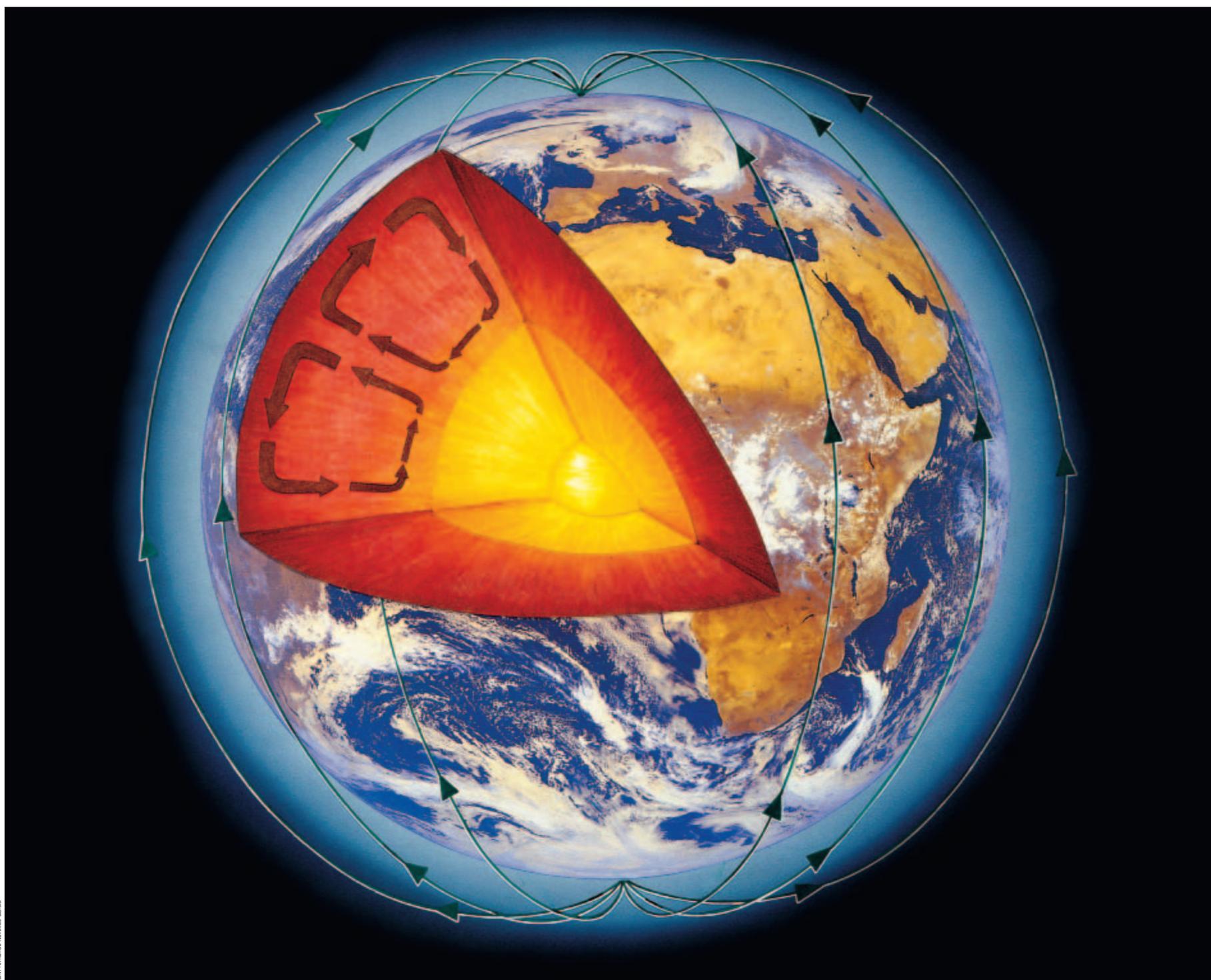
Por otro lado, la Tierra se manifiesta como un planeta vivo y dinámico, por lo que en pocos años se producen numerosos fenómenos naturales, con variaciones de múltiples parámetros geofísicos que es necesario cuantificar y representar. En esta nueva edición, entre otros aspectos, se han actualizado a 1 de enero de 1995 y 2000 los mapas de las componentes del campo magnético

terrestre y se ha incluido el levantamiento aeromagnético de las islas Canarias. También, terremotos importantes (Almería, 1993; Lugo, 1995-97; Murcia, 1999) han modificado la distribución de la sismicidad y, por lo tanto, del estado del conocimiento tectónico de la península ibérica, dando lugar a redefinir el mapa de peligrosidad sísmica en la nueva norma sismorresistente aprobada en 2002.

Es imprescindible reconocer y agradecer la colaboración prestada por diferentes organismos científicos españoles (Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Universidades de Alicante, Granada y Complutense de Madrid) con la aportación de datos y la experiencia de sus investigadores en las materias descritas, porque sólo gracias a su conocimiento y ayuda ha sido posible completar este proyecto, cuya difusión tendrá un notable interés no sólo entre la comunidad científica, sino también para los centros educativos y el público en general al permitir la divulgación de la información generada por el Instituto Geográfico Nacional como, por ejemplo, la proporcionada por la Red Sísmica Nacional, un servicio público de alerta para la protección civil de la población española.

Madrid, octubre de 2004

ALBERTO SERENO ÁLVAREZ
Director General del
Instituto Geográfico Nacional



Corrientes de convección en el interior de la Tierra y líneas del campo magnético

Introducción

El conocimiento de las dimensiones, estructura y composición de la tierra y sus propiedades físicas, derivadas de los fenómenos que se observan en ella, así como el papel de nuestro Planeta en el Sistema Solar son algunas de las cuestiones que trata la Geofísica. Esta ciencia, aun siendo muy antigua, adquiere una concepción globalizadora para la Tierra en época tan relativamente reciente como es el siglo XIX. Sin embargo, el interés por el conocimiento de la forma y dimensiones de la Tierra, así como la observación y explicación de fenómenos que en ella se realizan, ha sido una larga tradición para el hombre. Su forma esférica fue predicha ya por la escuela pitagórica en el siglo V a.C. y la primera observación de su radio corresponde a Eratóstenes en el siglo III a.C., obteniendo un valor sorprendentemente exacto, pues sólo difiere en un 16 por 100 del valor actual. La forma elíptica es una mejor aproximación, que fue predicha por Newton y Huyghens y comprobada experimentalmente en el siglo XVIII mediante la medida de la longitud del arco de meridiano. En esta observación, realizada en el Ecuador a cargo de Bouguer, participaron de forma muy activa los españoles Jorge Juan y Alejandro de Ulloa.

Pero no es la determinación de la forma y dimensiones de la Tierra la única preocupación de-

tectada en la historia de la Geofísica, sino la explicación de fenómenos tales como la existencia de un campo magnético terrestre y sus manifestaciones ya conocidas por Thales de Mileto en el 600 a.C. Sin embargo, fue Gilbert en 1600 quien primeramente estudió el campo magnético y su comparación con el teóricamente creado por una esfera uniformemente magnetizada de las dimensiones de la Tierra. No obstante, es a partir de Gauss en 1839 cuando se establece la teoría del potencial y su desarrollo en el análisis armónico, comprobando los resultados teóricos con la observación llevada a cabo en el primer observatorio geomagnético de Göttingen en 1832.

La observación continuada del campo magnético terrestre conduce ya en el siglo XIX a la hipótesis de una estrecha relación con el Sol y que ya fue puesta de manifiesto por Sabine en 1852. El descubrimiento de la ionosfera supone un avance espectacular para explicar las variaciones del campo magnético en relación a un modelo dipolar. Todas estas investigaciones de las distintas ciencias que comprende la Geofísica han tenido en un principio el objetivo de describir y conocer la Tierra y los fenómenos físicos observados. También ha sido un fin de la Geofísica el conocimiento del interior, de las propiedades fisicoquímicas de sus materiales y en general la constitución interna del Planeta. El desarrollo espectacular en las últimas décadas, tanto de la instrumentación como de la tecnología de observación desde satélites y cohetes, ha permitido una observación más profunda del entorno externo de la Tierra, así como la utilización de explosiones nucleares y técnicas de procesado de señales ha permitido un conocimiento más refinado de su interior. Algunas de las ciencias que abarca la Geofísica tienen vida y desarrollo propios: Sismología, Geomagnetismo, Volcanología, Hidrología, Meteorología, Oceanografía. Otras en cambio, aún siendo partes de la Geofísica, sus límites y desarrollo están mas

en relación con otras ciencias, como son la Planetología, Estado Térmico de la Tierra, Aeronomía, etc. Como puede verse, el desarrollo de la Geofísica no se limita a la Tierra sólida, sino también a las capas líquida y gaseosa, y, aún más modernamente, se dirige al estudio de otros medios de diferentes planetas del Sistema Solar.

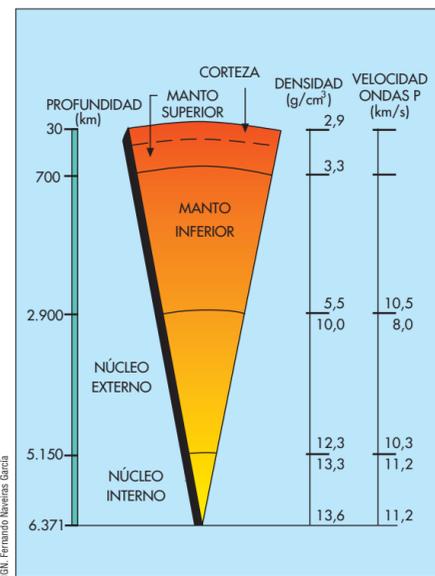
Constitución interna de la Tierra

Así como el desarrollo del conocimiento del espacio exterior ha sido y sigue siendo espectacular en los últimos años gracias a la información suministrada por los satélites artificiales y naves tripuladas, no lo es en igual medida el conocimiento del interior de la Tierra, que necesariamente ha de estudiarse indirectamente. En efecto, las perforaciones más profundas no llegan a sobrepasar los 8-10 km, lo que supone poco más del 0,1 por 100 del radio terrestre. Por esta razón la Geofísica recurre a métodos indirectos como la observación de la velocidad aparente de propagación de las ondas elásticas a través de la Tierra o de la modelización de una Tierra cuyo potencial gravitatorio coincide con el real. Estos son dos ejemplos de las técnicas indirectas de observación del interior.

La parte más exterior de la Tierra está constituida por una envoltura sólida de un espesor que

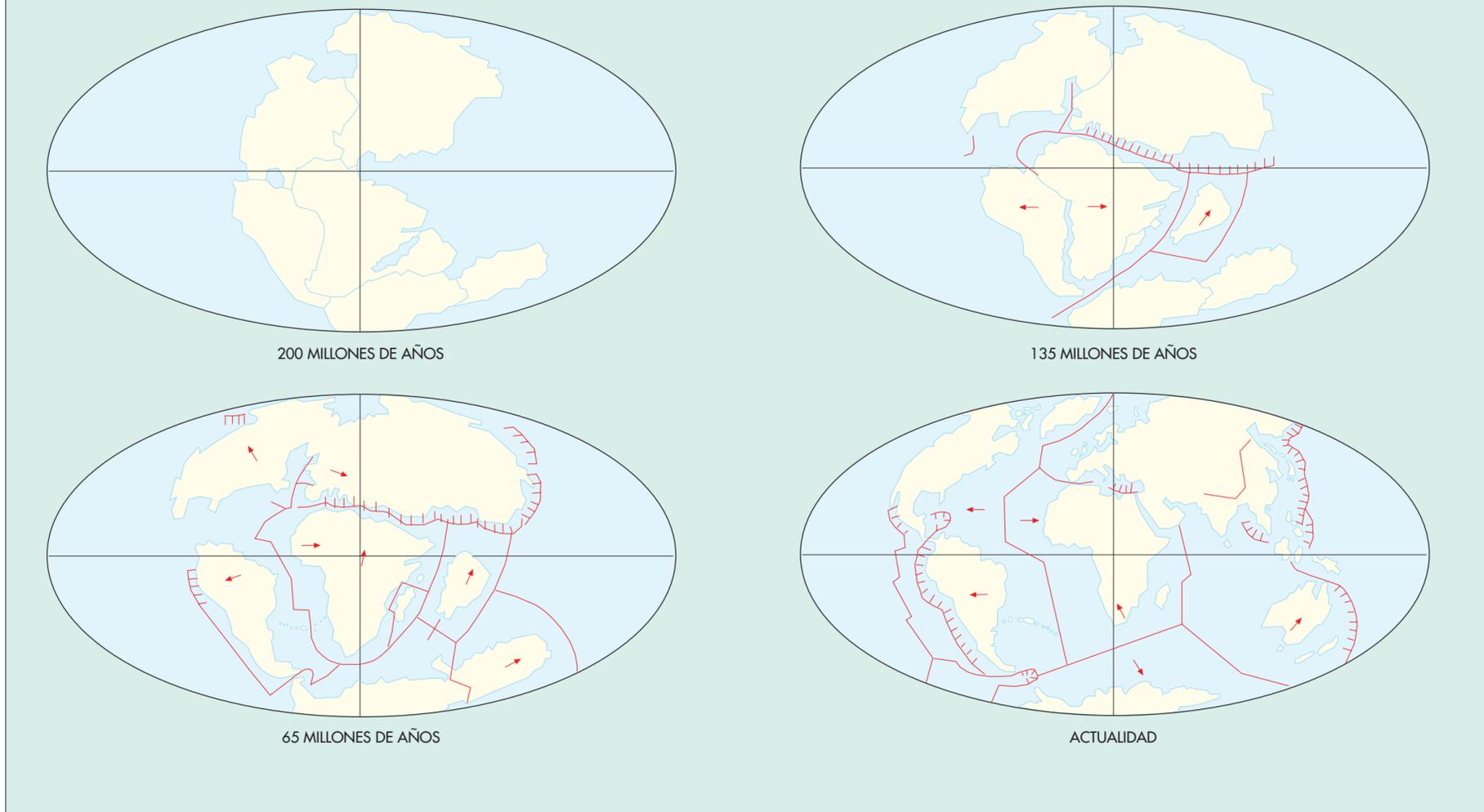
varía entre una decena de kilómetros bajo los océanos a unos 30-40 km en los continentes. El límite que marca su borde inferior recibe el nombre de discontinuidad de Mohorovicic (o Moho) y viene definida por un contraste en la velocidad de las ondas P que, generadas por terremotos o explosiones, se propagan por la Tierra. Esta discontinuidad es, por tanto, en la densidad del material, lo que se interpreta como un cambio en su composición.

Por debajo de la corteza se encuentra una zona denominada manto que a su vez se subdivide en manto superior, que se prolonga desde la discontinuidad de Moho hasta los 700 km de profundidad, y el manto inferior, que alcanza al núcleo a los 2.900 km de profundidad. El manto se caracteriza por una gran homogeneidad en el material que lo forma, fundamentalmente compuestos de silicio y magnesio, formando silicatos polimorfos



IGN, Fernando Navarres García

EVOLUCIÓN DE LA DERIVA DE LOS CONTINENTES

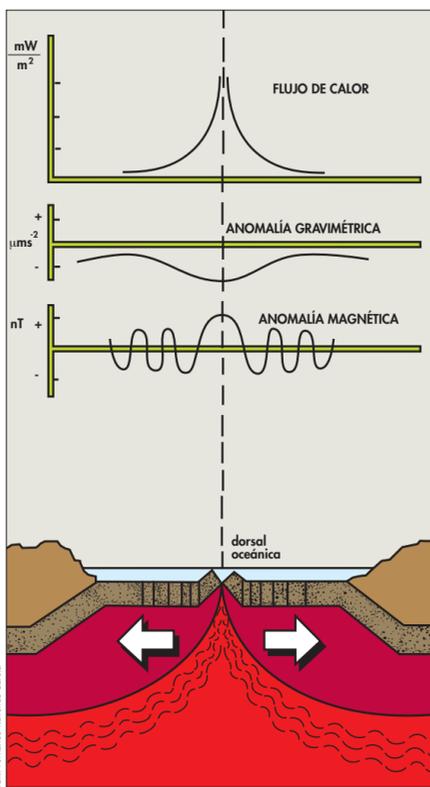


y ácidos de una alta densidad. A unos 100 km de profundidad, en el comienzo del manto superior aparece una zona en la que el material se encuentra en fusión parcial, lo que se traduce en un aumento de la plasticidad del material, en contraposición al resto del manto, en los que el material tiene características de sólido. Esta capa, como veremos más adelante, es de gran interés para explicar los procesos dinámicos que parecen ocurrir en la corteza.

Al manto de la Tierra, a pesar de que la profundidad se acerca a la mitad del radio terrestre, le corresponde un volumen del 83 por 100 del total y una masa del 68 por 100 del total de la masa terrestre.

A continuación del manto inferior existe otra zona bien diferenciada que recibe el nombre de núcleo, con un radio aproximado de 3.478 km y cuya composición es de un material formado por una aleación de hierro metálico y una pequeña proporción de otros materiales como níquel y silicio. La densidad es muy alta y oscila entre 10-14 g/cm³ (más del doble de la densidad media de la Tierra). El núcleo se divide en una parte interna de 1.200 km de radio, de carácter sólido, y una parte externa en la que el material tiene características de medio fluido, es decir, de no transmisión a su través de ondas de cizalla. Esta diferenciación del núcleo permite la producción de corrientes convectivas del material así como la generación de corrientes eléctricas responsables de los campos magnéticos, con lo que se puede explicar la procedencia del campo magnético principal observado en la Tierra.

Esta división de la Tierra ha sido posible gracias al conocimiento deducido de estudios geofísicos de propagación de ondas generadas por terremotos y su interpretación en términos de composición química por extrapolación de procesos realizados en el laboratorio. Sin embargo, esta división se ve complementada con otra que afecta a la parte más superficial de la Tierra y que está relacionada más que con la composición del material con la rigidez y su capacidad de rotura. Así, la parte más superficial, de unos 100 km de profundidad, se denomina Litosfera e incluye la corteza y parte del manto superior. En esta zona se producen los terremotos en su gran mayoría y supone por tanto unas condiciones de rigidez y resistencia del material para poder romperse. Por debajo de esta capa se encuentra una capa de material más débil en estado de semifusión, de mayor plasticidad y fluidez, que se denomina Astenosfera. El espesor de esta capa es variable de unas regiones a otras y oscila entre 100 y 300 km, permitiendo el deslizamiento de la litosfera sobre



Esquema de una dorsal oceánica y curvas de anomalías gravimétrica, magnética y de flujo de calor

La edad y la evolución térmica de la Tierra

la Astenosfera.

La primera estimación de la edad de la Tierra se debe a lord Kelvin en 1864, el cual, a partir de una hipótesis inicial de Tierra en estado fundido, necesitaba un tiempo de veinte a ochenta millones de años para llegar a la situación actual. Este valor es claramente contradictorio con las estimaciones exigidas para la realización de procesos geológicos. Para deshacer esta aparente contradicción se recurrió a la determinación de la edad

de los meteoritos, suponiéndoles una idéntica proporción de materiales radiactivos que los presentes en el origen de la Tierra y que al ser sistemas aislados han conservado la proporción inalterada.

El modelo de Tierra que se considera es tal que inmediatamente después de su origen se diferenciaron el manto y el núcleo con un contenido de la relación uranio/plomo distintos, permaneciendo éstos como sistemas cerrados. La determinación de la edad de esta forma es de $4,5 \times 10^9$ años, edad aproximadamente igual a la obtenida para los meteoritos. Procediendo con los métodos geocronológicos es posible realizar dataciones de las distintas épocas geológicas sobre los materiales de la corteza terrestre y así establecer una relación entre las divisiones geológicas y los tiempos de su formación.

La evolución térmica que propuso lord Kelvin no permite, como hemos visto, considerar una edad, ni con mucho, aproximada de la Tierra. El descubrimiento de la radiactividad ha permitido establecer una fuente calorífica en la Tierra, adecuada para explicar el flujo geotérmico observado en la superficie sin recurrir necesariamente a un modelo de Tierra en enfriamiento progresivo. La idea actual es que la Tierra se encuentra en estos momentos en un proceso de ligero enfriamiento como resultado de los procesos de convección en el manto. Así, la mayor parte del calor que ésta desprende proviene de la desintegración de radioisótopos de vida media elevada, en la corteza y manto superior, siendo una parte muy pequeña de este calor la procedente del enfriamiento del planeta. El modelo de evolución térmica de la Tierra puede establecerse en una serie de etapas, comenzando con el proceso inicial del calentamiento producido durante su formación como consecuencia de la energía gravitacional liberada por las partículas preexistentes, juntamente con una fuerte compresión adiabática. En esta primera etapa también pudo funcionar, como fuente de calor, la desintegración de isótopos de muy corto período, durando alrededor de 10^6 años.

A continuación comienza la etapa de diferenciación del núcleo terrestre, produciendo una fuerte liberación de calor. Esta etapa, cuya duración se estima entre $1-1.000 \times 10^6$ años, produjo una elevación acusada de la temperatura, llegando a producir una extensa fusión parcial en el manto superior. Posteriormente, durante un tiempo de varios cientos de millones de años, se establece un equilibrio térmico entre el calor producido por radioisótopos de gran período, enfriamiento progresivo y flujo geotérmico en la superficie. En el estado actual, la distribución de temperatura no puede re-

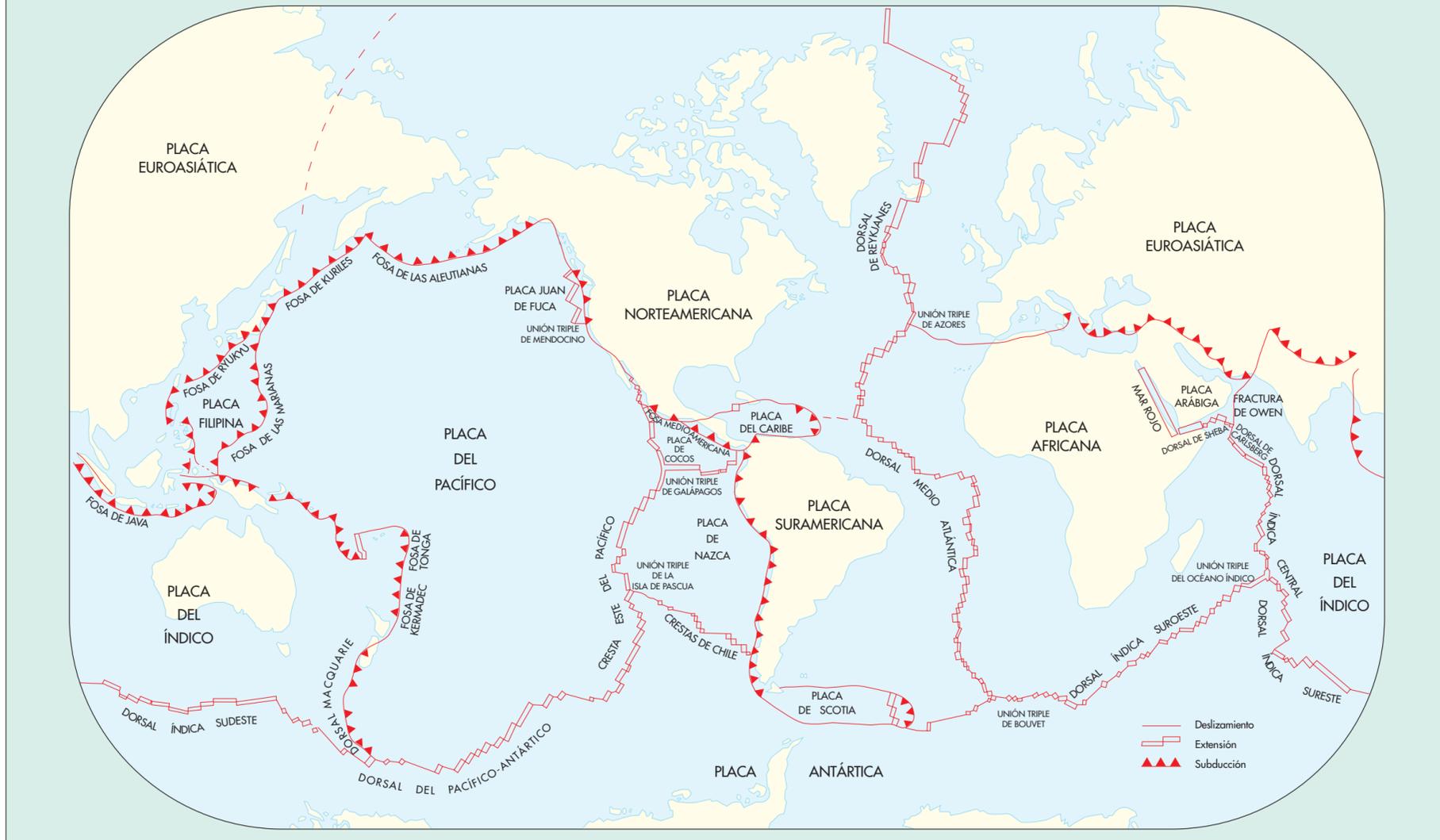
alizarse a partir de los datos de flujo geotérmico, ya que es necesario conocer la concentración de radioisótopos en la corteza y manto superior y el mecanismo de convección actual del manto. Por estas razones, el perfil de temperaturas es mucho más impreciso que el correspondiente a otros parámetros físicos.

Dinámica y evolución de la Tierra

La idea que puede obtenerse de una simple observación de la naturaleza es que la Tierra, a diferencia de la Luna, por ejemplo, es un planeta vivo, y que aquellas manifestaciones que observa el hombre, como son las del medio líquido (mares, atmósfera) así lo demuestran. Sin embargo, para las manifestaciones de la dinámica en la parte sólida, se necesitan por lo general mayores períodos de tiempo para observar su movimiento, aunque a veces, con ocurrencia de grandes terremotos, se ve que en un instante cambia profundamente la imagen estática de la tierra sólida. Ahora bien, estos movimientos, que ya fueron propuestos por A. Wegener en 1910, han sido definitivamente corroborados y explicados a partir de los años 60, en los que se acumulan una serie de descubrimientos como son la existencia de cordilleras centrooceánicas, magnetización fósil, paleomagnetismo, variaciones del flujo térmico terrestre y zonas sísmicas activas y sus mecanismos de producción de terremotos, que, junto con otros datos geofísicos como es la gravimetría, han permitido establecer una teoría que hoy se conoce con el nombre de Tectónica de Placas, que sirve de hipótesis globalizadora de la dinámica terrestre y permite la explicación única de todos los datos obtenidos en relación a la dinámica.

Hacia la década de los años 60, las investigaciones oceanográficas de Heezen, Ewing y Hess permitieron descubrir los sistemas de cordilleras existentes en los océanos y que unidas forman una longitud superior a los 40.000 km. Las altitudes superiores a los 3.000 m sobre los fondos del océano, dividen a estos de Norte a Sur como en el océano Atlántico o de Este a Oeste como en el Índico. Estas cordilleras señalan la presencia de

DISTRIBUCIÓN GLOBAL DE LAS PRINCIPALES PLACAS LITOSFÉRICAS Y TIPOS DE MÁRGENES ENTRE ELLAS



fuerzas a gran escala en la corteza terrestre. Algunas tienen un valle central y desde su descubrimiento se las ha asociado con zonas de grandes tensiones en la corteza y señalan el lugar en que se genera nueva corteza oceánica. En el caso del océano Atlántico, la cordillera centrooceánica señala de Norte a Sur por donde se abre y extiende el Atlántico, apartando cada vez más las costas de América de las de Europa y África, a las que estuvieron un día unidas.

Esta apertura de los océanos se ve confirmada por los descubrimientos del magnetismo fósil de las rocas, iniciados por Konisberger y Thellier en los años 40. Estos estudios dieron como resultado, al aplicarse a las rocas de diversos continentes por Runcorn e Irving, entre otros, que los continentes no podrían haber tenido en el pasado la misma situación relativa que tienen en el presente. El estudio del paleomagnetismo se basa en la propiedad de ciertas rocas, que contienen materiales ferro-

magnéticos, de adquirir, bajo ciertas condiciones, una imanación en la dirección del campo magnético en que se encuentran, que permanece inalterable. De esta forma, ciertas lavas mantienen la imanación del campo magnético terrestre de la época en que se enfriaron. El estudio de la dirección de la imanación nos descubrirá si las lavas han cambiado luego de posición con respecto a los polos magnéticos. Estas rocas se comportan así como verdaderos registros magnéticos de la posición de los polos en el pasado. Así, para rocas en América, Europa y África del período jurásico (unos 200 millones de años), el paleomagnetismo indica que en esa fecha el Atlántico no existía. El Atlántico se ha ido abriendo desde esa fecha hasta nuestros días con una velocidad aproximada de 3 cm por año. El mismo estudio aplicado a los diversos continentes ha permitido establecer que todos los continentes estuvieron agregados en un solo bloque que se le ha dado el nombre de Pangea

hace más de 200 millones de años, y a partir del cual, por fraccionamiento y deriva, se han formado los continentes actuales y su distribución. El paleomagnetismo no sólo ha permitido seguir la trayectoria de la deriva de los continentes, sino que ha indicado el mecanismo por el que se ha llevado a cabo. Medidas magnéticas en las regiones oceánicas, cerca de las cordilleras, dieron como resultado la existencia de franjas de rocas, en ambos lados de la cordillera, con una imanación de sentido contrario al de los polos magnéticos actuales. Esto llevó al descubrimiento de que los polos magnéticos han sufrido inversiones periódicas de polaridad aproximadamente cada millón de años. Las franjas de rocas con polaridad magnética invertida y normal se producen al extenderse la corteza oceánica a ambos lados de la fisura central, al mismo tiempo que se va abriendo el océano y se van separando los continentes, constituyendo una auténtica grabación del movimiento.

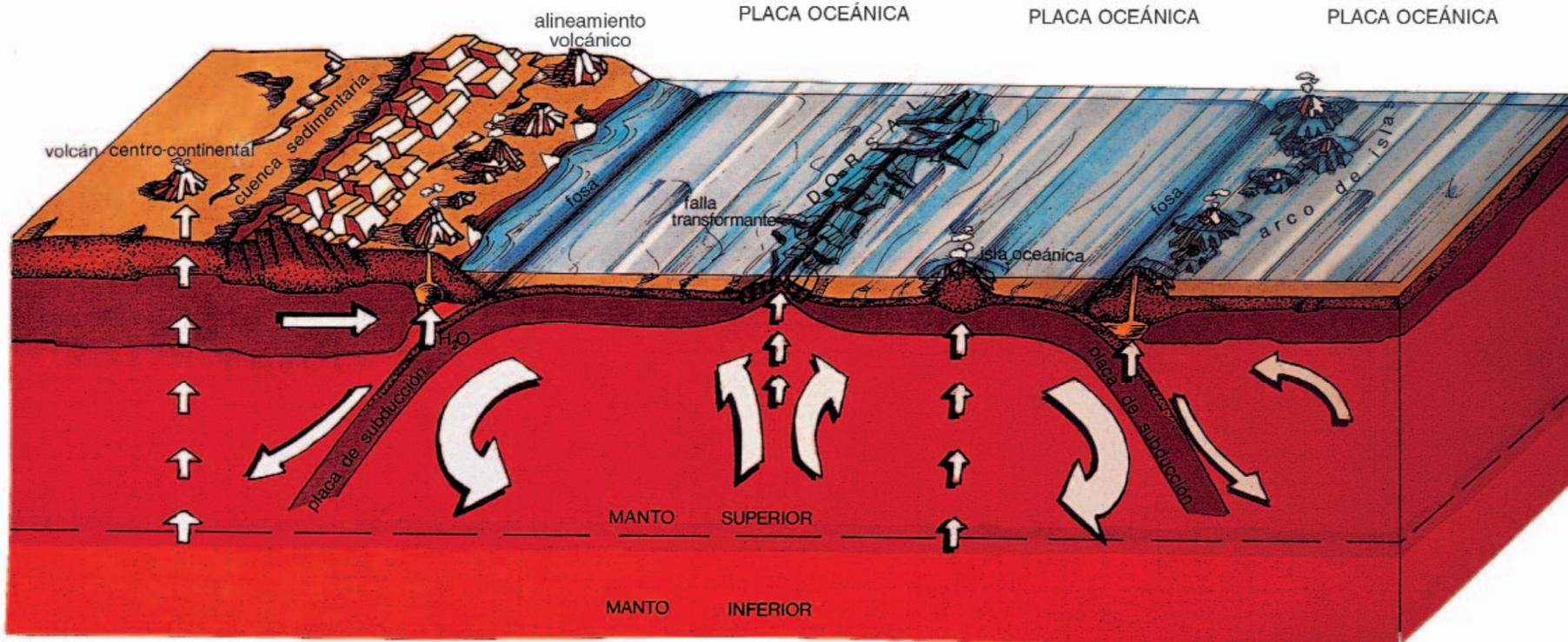
El movimiento de las placas puede estudiarse por la determinación de rotaciones en torno a un eje o polo que pasa por el centro de la Tierra, así como su velocidad angular correspondiente a movimientos sobre la superficie de una esfera. A lo largo del proceso de fracturación y traslación de las placas, la corteza continental permanece constante en extensión, mientras la corteza oceánica se va renovando continuamente, creándose en los márgenes de extensión o dorsales y destruyéndose en los de convergencia (zonas de subducción). En estas zonas de subducción, el frente de placa buzante tiene una cierta curvatura, penetrando desde la parte convexa. Por último el tercer tipo de contacto entre placas que puede considerarse el de fractura o deslizamiento horizontal promovido por la diferencia de velocidad del movimiento entre dos placas y que reciben el nombre de fallas transformantes o de transformación, cuyo ejemplo más notable es la falla de San Andrés en California.

PLACA CONTINENTAL

PLACA OCEÁNICA

PLACA OCEÁNICA

PLACA OCEÁNICA



Esquema de los tipos de márgenes de placas y su movimiento

Gravimetría

Es conocida desde muy antiguo la preocupación del hombre por explicar la caída de los cuerpos, y el primero que sistematiza la respuesta a este dilema es Aristóteles, en el siglo IV a.C.. La teoría aristotélica, conforme a la cual el centro de la Tierra es el lugar natural de todos los cuerpos, perdurará hasta el siglo XVII en que Galileo obtiene experimentalmente el valor de la gravedad y Newton enuncia la ley de Gravitación Universal, según la cual dos cuerpos se atraen con una fuerza que es proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de su distancia. Esta ley actúa sobre todos los cuerpos situados en la superficie terrestre, aunque no es la única, puesto que también actúa la debida a la fuerza centrífuga por efecto de la rotación terrestre. La conjunción de estas dos fuerzas es lo que se ha denominado fuerza de gravedad, y la ciencia cuyo objetivo es determinar y estudiar el campo gravitatorio terrestre y de otros cuerpos celestes, mediante medidas de gravedad en la superficie de la Tierra, los océanos y el espacio exterior circundante se llama Gravimetría.

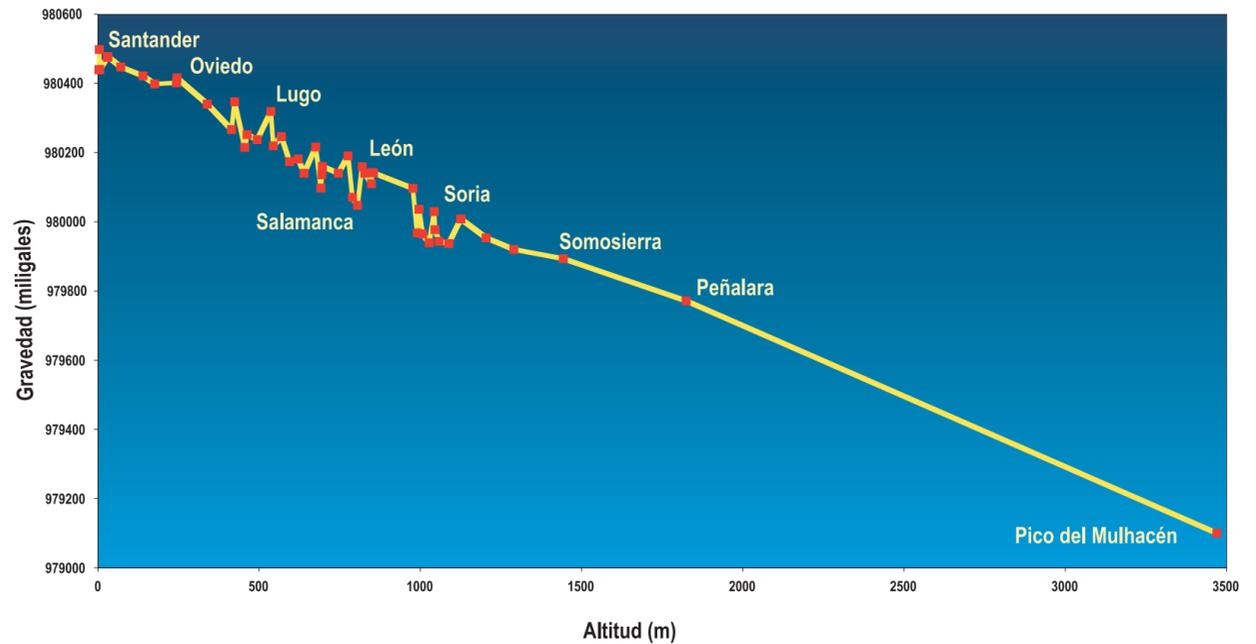
La aceleración de la gravedad g es, pues, la resultante de dos fuerzas: la de atracción gravitatoria entre la Tierra y otros cuerpos celestes, y la de aceleración centrífuga debida al movimiento de rotación terrestre; su valor global medio es de $9,8 \text{ m s}^{-2}$ o 981 gal (gal unidad equivalente a 1 cm s^{-2} denominada así en honor a Galileo).

En los últimos años, la medición de la gravedad ha experimentado una mejora considerable en su precisión y exactitud. Dependiendo del tipo de problema de que se trate, una vez se necesita conocer el valor de g en un punto de forma absoluta (medidas absolutas) mientras que otras es suficiente con conocer las variaciones de este valor de unos puntos a otros (medidas relativas). Estas últimas observaciones se hacen más fácilmente y con mayor exactitud que la que se puede alcanzar en las medidas absolutas.

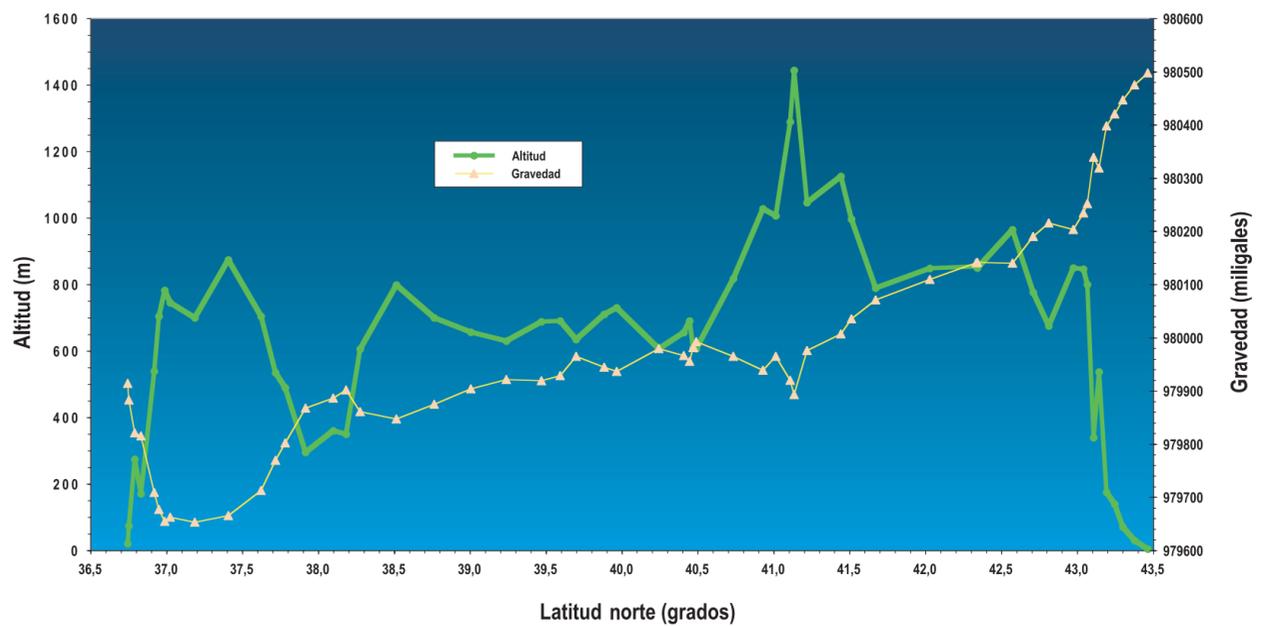
En las medidas absolutas se miden períodos de observaciones pendulares o bien se miden posiciones y tiempos en la caída libre de cuerpos. Este último es el método absoluto más preciso, basado en la medida directa de la aceleración de caída libre de una masa dentro de una cámara en la que se ha realizado el vacío, mediante un interferómetro láser de helio-neón que genera una onda sinusoidal modulada en frecuencia; el tiempo se mide entre pulsos por medio de un reloj atómico de rubidio, y en la medida de g se alcanza una precisión del orden de 10^{-8} m s^{-2} .

En las medidas relativas se observan diferencias de gravedad entre puntos de la superficie terrestre, o las variaciones en el tiempo en un mismo punto. El gravímetro relativo más extendido es el estático de "muelle de longitud cero", aunque el superconductor es el que tiene las mayores precisiones, del orden de 10^{-9} m s^{-2} .

Gravedad observada en España y su variación con la altitud



Altitud, latitud y gravedad observadas en España



Aunque a comienzos del XIX, Ciscar determinó la gravedad en Madrid valiéndose de cuatro péndulos (no se conserva la documentación), las primeras medidas gravimétricas de cierta precisión, después de las de Galileo, son las realizadas por Plantamour en Suiza, en el año 1864, y por otros astrónomos en Rusia, Alemania y Austria con aparatos de péndulo de Bessel de inversión, construidos por Repsold & Söhne en Hamburgo. Las primeras medidas documentadas en España se llevaron a cabo en 1883 por Barraquer en el antiguo pilar de la biblioteca del Observatorio Astronómico de Madrid, con dos gravímetros

de péndulo Repsold y un error de 1,6 mgal. Este gravímetro de péndulo es un modelo anterior al de Defforges, fabricado por primera vez en 1866 y utilizado para un gran número de determinaciones absolutas de la gravedad en Alemania (Albrecht, Borrass) y en Austria (Oppolzer).

En España se desarrolló una red gravimétrica para llevar a cabo aplicaciones geodésicas (soprote de la nueva Red de Nivelación de Alta Precisión), geofísicas y geodinámicas.

En la actualidad, la Red Gravimétrica de orden cero y la de primer orden son observadas con los gravímetros absolutos y densificadas por los

gravímetros relativos (orden inferior). Para controlar los resultados obtenidos por los gravímetros absolutos se realizan calibraciones de sus componentes y comparaciones periódicas con observaciones simultáneas de varios instrumentos que están así permanentemente relacionados.

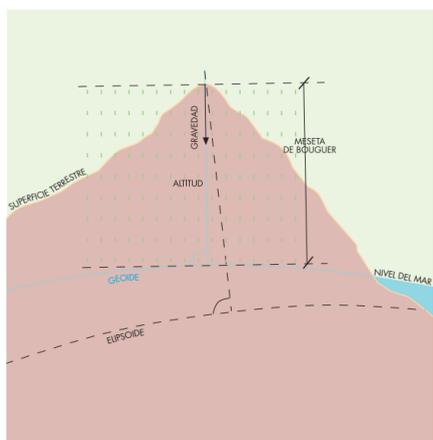
Desde el punto de vista global, las observaciones más innovadoras de los últimos años son las obtenidas a partir de satélites (ERS1, TOPEX/POSEIDON, GEOSAT; y técnicas SLR, DORIS, PRARE y GPS) sumada a datos gravimétricos en superficie (océanos y continentes). Se pueden obtener así las anomalías gravimétricas de los océa-



Gravímetro La Coste Romberg



Gravímetro Absoluto FG5 en el Centro Español de Metrología.



Esquema de la superficie de la Tierra, del geoide y del elipsoide

nos, y el estudio de las órbitas nos proporcionan también información sobre las variaciones seculares del campo gravitatorio terrestre.

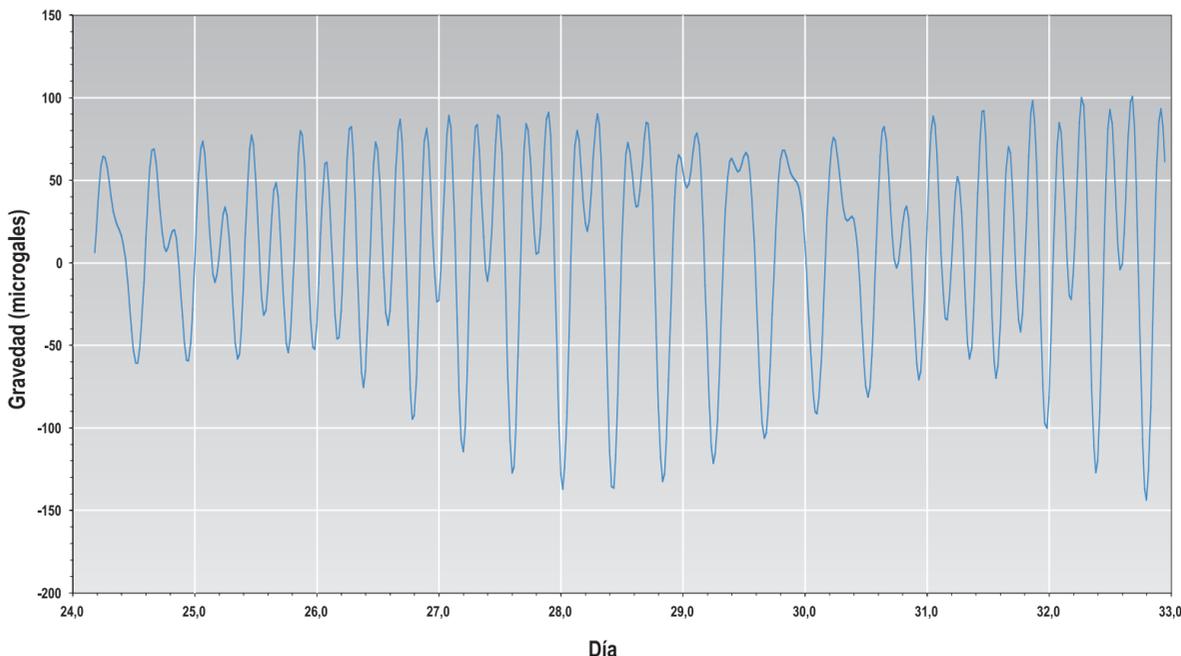
De la propia definición de la fuerza de gravedad y de la forma de la Tierra se deduce que la aceleración de la gravedad varía con la latitud y altitud del lugar de observación siguiendo leyes conocidas. Además varía por la influencia de la masa debida a las montañas, por lo que es conveniente antes de su comparación definitiva, reducir las a una superficie común.

También puede observarse de forma continua su variación con el tiempo en un punto de la Tierra; y su resultado es una variación armónica con el tiempo denominada marea terrestre, de amplitudes menores que las mareas oceánicas y que también se originan por la desigual respuesta terrestre a la fuerza de atracción gravitatoria ejercida por la Luna, el Sol y los planetas.

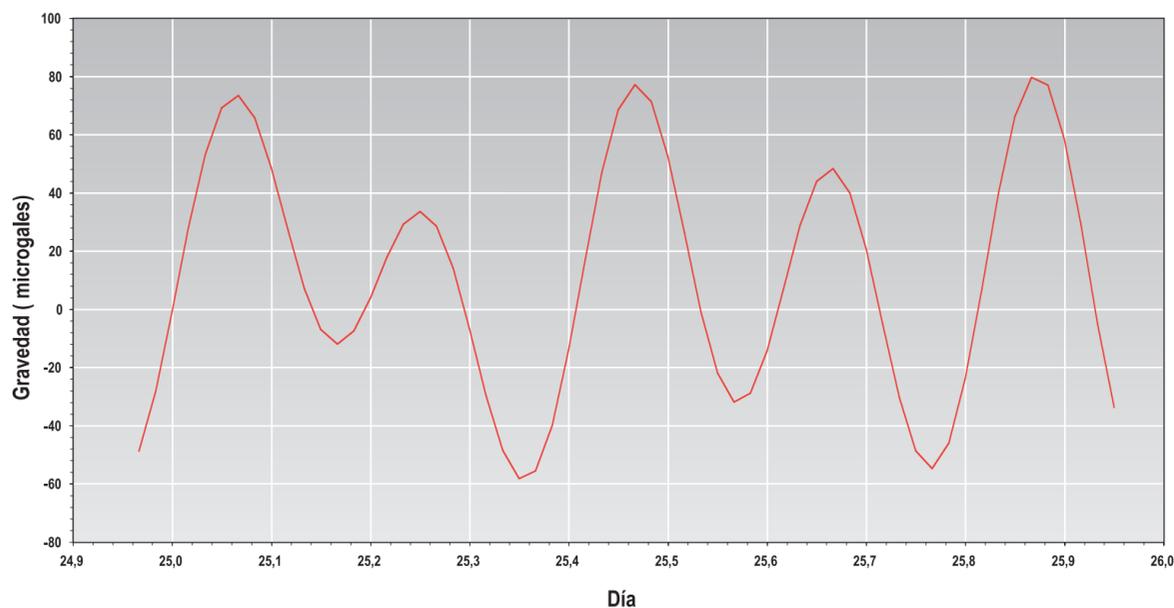
Si consideramos la superficie de la Tierra, con el fin de poder comparar las observaciones que se realizan sobre ella, se pueden definir dos superficies: una física, el geoide, coincidente con el nivel medio de los océanos, y otra matemática, el elipsoide. La primera es el origen de altitudes entre los distintos puntos de la superficie de la Tierra, mientras que el elipsoide es la figura matemática que representa mejor el campo gravitatorio de una Tierra ideal que tuviese la misma masa que la Tierra. Ambas superficies no coinciden, la diferencia entre ellas se conoce como ondulaciones del geoide respecto al elipsoide. De la observación de muchas trayectorias de satélites, se deduce un mapa con las ondulaciones del geoide como representación del conocimiento del campo gravitatorio sobre una zona.

La Gravimetría tiene diversas aplicaciones: geodésicas, geofísicas, geodinámicas y metrológicas. En las primeras podemos englobar la determinación de las altitudes geopotenciales, que representan la forma real de la Tierra y la definición de la forma real de las superficies de nivel, en particular el geoide y la curvatura del campo de la gravedad. En las geofísicas podemos incluir el estudio de la distribución y composición de las masas en superficie (variaciones de densidad lateral y en profundidad) y en el interior de la Tierra (resto de corteza y manto) a partir del estudio de anomalías de la gravedad con respecto a un patrón normal en el terreno y su interpretación geofísica. Se puede deducir, también, una interpretación de procesos tectónicos, investigación de terremotos (Sismología y Vulcanología), así como de la isostasia. Las variaciones con el tiempo en la rotación terrestre, mareas terrestres, carga oceánica sobre la masa continental, dinámica del manto y núcleo terrestres, así como desprendimientos en placas tectónicas y propiedades reostáticas y elásticas terrestres son algunas de las relaciones de esta ciencia con la geodinámica. Entre las aplicaciones metrológicas se encuentran las calibraciones de transductores de presión y células de carga, determinación de referencia del patrón primario y secundarios de masa (kg), determinación de la constante gravitatoria G y del principio de equivalencia, así como la calibración de gravímetros relativos y el establecimiento de líneas de calibración.

MADRID: Marea terrestre semanal del 24 de octubre al 1 de noviembre de 2001



MADRID: Marea terrestre del 25 de octubre 2001



ra (resto de corteza y manto) a partir del estudio de anomalías de la gravedad con respecto a un patrón normal en el terreno y su interpretación geofísica. Se puede deducir, también, una interpretación de procesos tectónicos, investigación de terremotos (Sismología y Vulcanología), así como de la isostasia. Las variaciones con el tiempo en la rotación terrestre, mareas terrestres, carga oceánica sobre la masa continental, dinámica del manto y núcleo terrestres, así como desprendimientos en placas tectónicas y propiedades reostáticas y elásticas terrestres son algunas de las relaciones de esta ciencia con la geodinámica. Entre las aplicaciones metrológicas se encuentran las calibraciones de transductores de presión y células de carga, determinación de referencia del patrón primario y secundarios de masa (kg), determinación de la constante gravitatoria G y del principio de equivalencia, así como la calibración de gravímetros relativos y el establecimiento de líneas de calibración.

po en la rotación terrestre, mareas terrestres, carga oceánica sobre la masa continental, dinámica del manto y núcleo terrestres, así como desprendimientos en placas tectónicas y propiedades reostáticas y elásticas terrestres son algunas de las relaciones de esta ciencia con la geodinámica. Entre las aplicaciones metrológicas se encuentran las calibraciones de transductores de presión y células de carga, determinación de referencia del patrón primario y secundarios de masa (kg), determinación de la constante gravitatoria G y del principio de equivalencia, así como la calibración de gravímetros relativos y el establecimiento de líneas de calibración.

tran las calibraciones de transductores de presión y células de carga, determinación de referencia del patrón primario y secundarios de masa (kg), determinación de la constante gravitatoria G y del principio de equivalencia, así como la calibración de gravímetros relativos y el establecimiento de líneas de calibración.

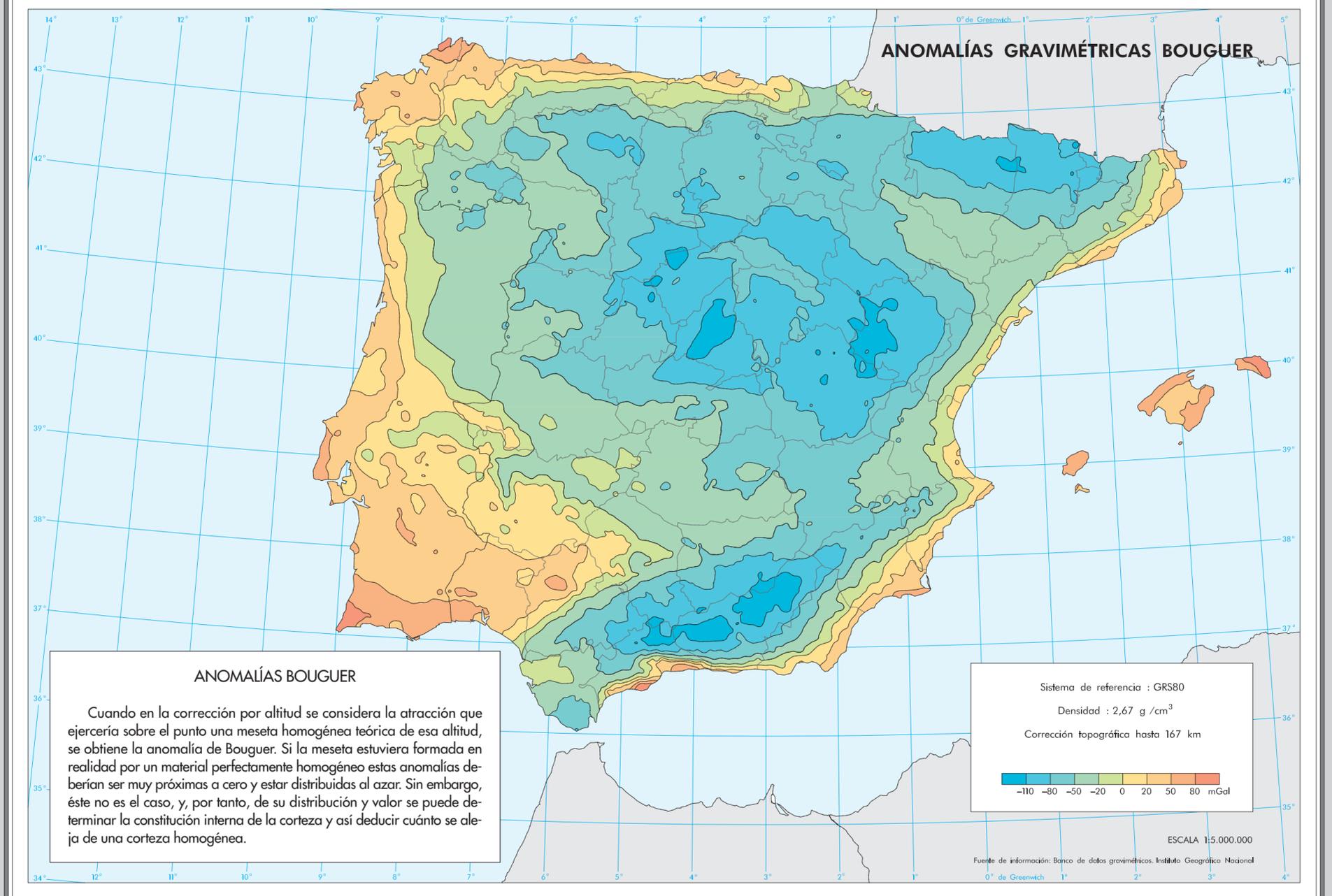
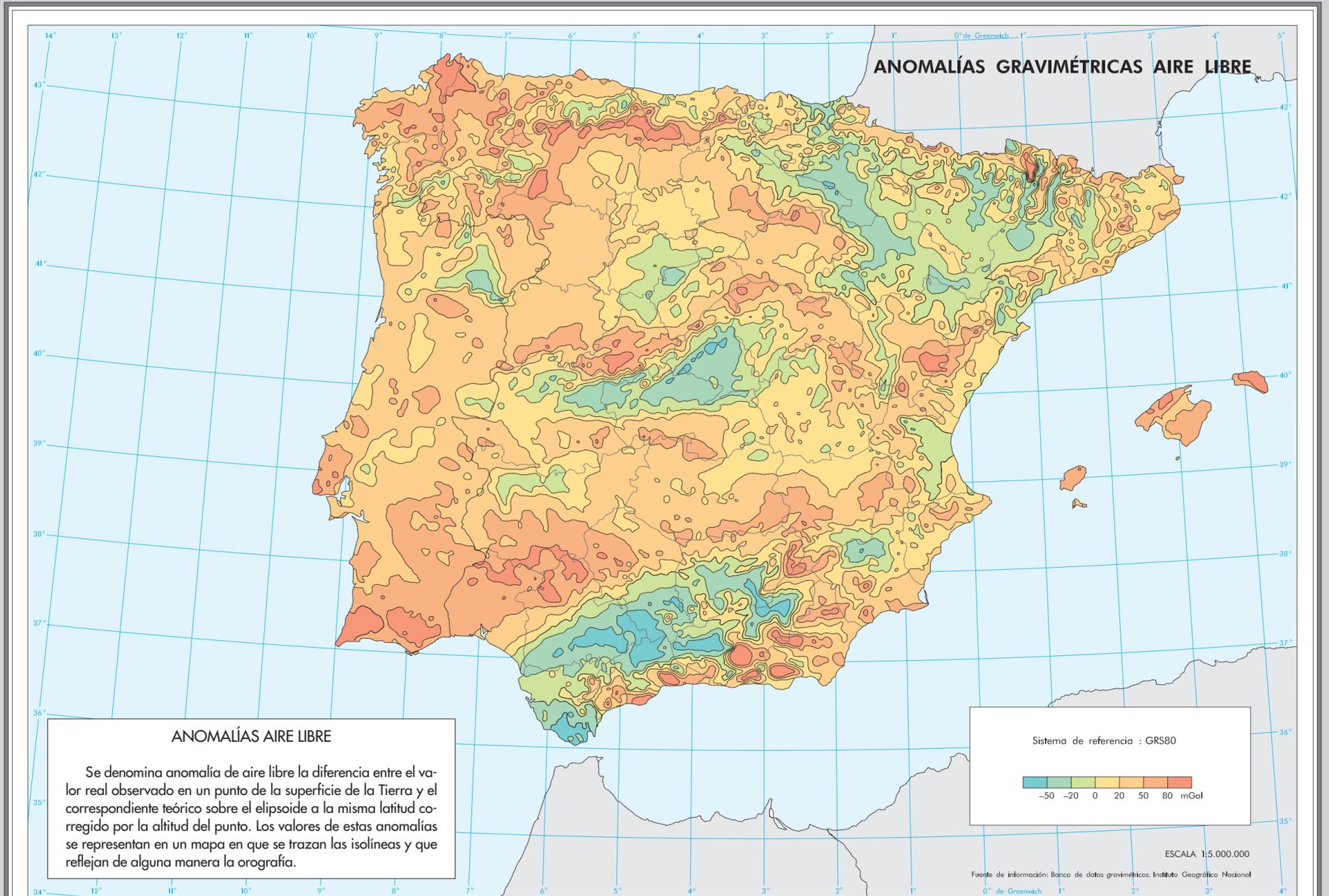


Gravímetro Absoluto A10 en el laboratorio del IGN (Madrid)



ESCALA 1:7.000.000

Fuente de información: Instituto Geográfico Nacional, Año 2003



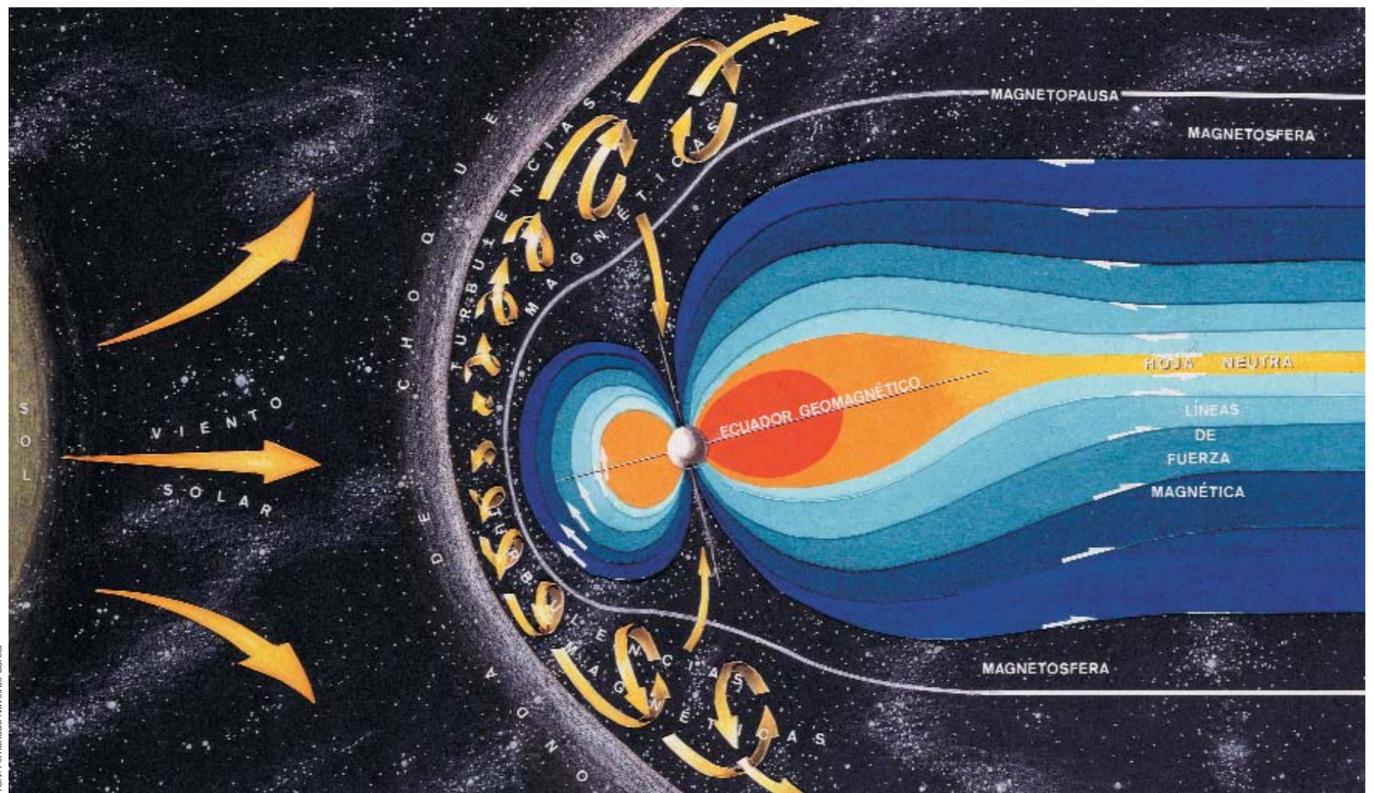
Magnetismo terrestre

El campo magnético terrestre es una magnitud de carácter vectorial, por lo que para estudiar sus componentes se toma como referencia en un punto de la superficie de la Tierra un sistema trirrectangular de ejes vertical, N-S y E-O. De esta forma, la intensidad del campo (F) y sus proyecciones horizontal (H) y vertical (Z) están relacionadas a través de los ángulos de declinación (D), que forma H con el norte geográfico, y de inclinación magnética (I), que forman F y H . Así, para expresar el campo magnético en un punto bastan las tres cantidades F, I, D .

La observación del campo magnético en un territorio se realiza mediante magnetómetros que miden valores absolutos y relativos. De esta forma, y mediante el control que sobre las observaciones se realiza por los valores observados en estaciones de control (seculares), se puede representar este campo en una cartografía, en la que debe especificarse la fecha de referencia, ya que el campo magnético es variable con el tiempo. El observatorio de referencia para España es el de San Pablo de los Montes (Toledo), dependiente del IGN. En la isla de Tenerife, el Instituto Geográfico Nacional dispone del Observatorio de Güimar.

Las líneas que se representan en la cartografía magnética reciben el nombre de isógonas (igual declinación), isoclinas (igual inclinación) e isodinámicas totales, horizontales y verticales (igual campo total, horizontal y vertical respectivamente).

El campo magnético que se observa tiene dos orígenes, uno interno y otro externo. El campo interno es semejante al producido por un dipolo magnético situado en el centro de la Tierra con una inclinación de $10,5^\circ$ respecto al



Líneas del campo magnético y estructura simplificada de la magnetosfera

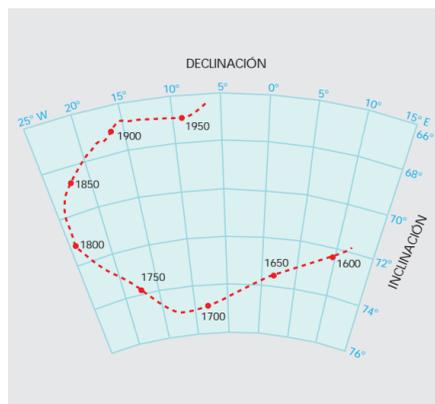
eje de rotación. Los polos geomagnéticos son los puntos en los que el eje del dipolo intersecciona a la superficie terrestre, y el ecuador magnético es el plano perpendicular a dicho eje. Esta componente presenta una variación secular en el tiempo, que al ser acumulativa en grandes períodos de tiempo se ha podido observar en algunos puntos, como el Observatorio de Greenwich por poseer información de los últimos cuatro siglos, resultando una variación promedio del eje del dipolo de $0,05^\circ/\text{año}$ en longitud hacia el oeste y $0,02^\circ/\text{año}$ en latitud hacia el norte. La componente de origen externo es debida principalmente a la actividad del Sol sobre la ionosfera y magnetosfera, siendo la más importante la variación diaria con período de 24 horas. Otras variaciones de origen exter-

no son: la lunar, undecenal, pulsaciones magnéticas, tormentas magnéticas, bahías, efectos cromosféricos, etc.

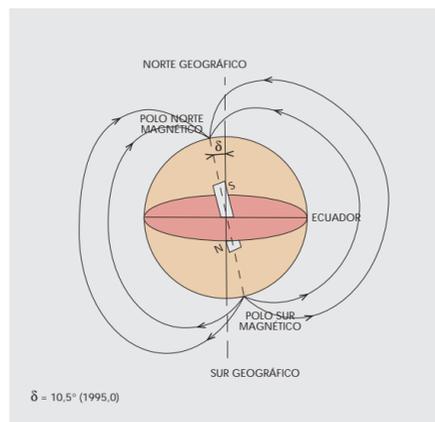
Al objeto de tener una representación del campo con un mayor detalle se recurre a la observación sobre avión a diferentes alturas. Para realizar estos vuelos se define una cierta altitud de referencia y una malla regular en direcciones N-S y E-O, respectivamente. Asimismo, se utilizan una serie de estaciones de registro en tierra distribuidas por el área de estu-

dio y coincidentes con la zona de vuelo, a fin de obtener un control terrestre.

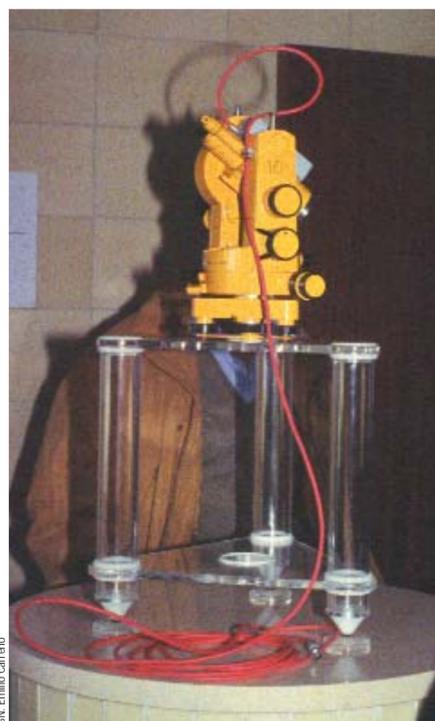
Después de una labor de identificación y corrección del campo a una altitud determinada, se resta el valor internacional de referencia (IGRF) para la fecha en que se realiza el vuelo, obteniéndose el valor del campo anómalo que muestra las perturbaciones debidas a magnetizaciones próximas a la superficie, por lo que este mapa puede utilizarse para la identificación de masas minerales magnéticas.



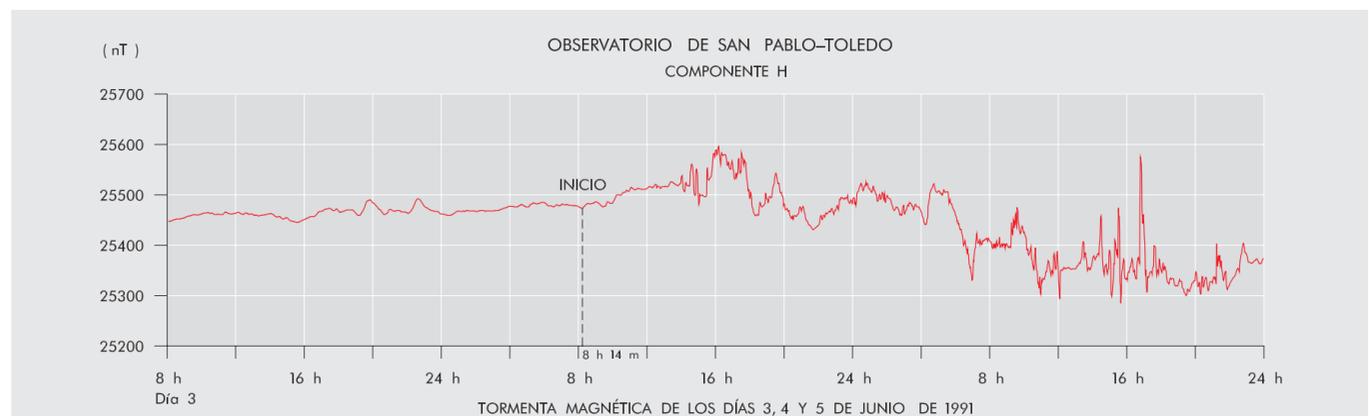
Variación temporal de la dirección del campo magnético en el observatorio de Greenwich



Ejes geográfico y magnético y ángulo que forman



Equipo fundamental de observaciones geomagnéticas. Declinómetro-Inclinómetro (DI-FLUX)

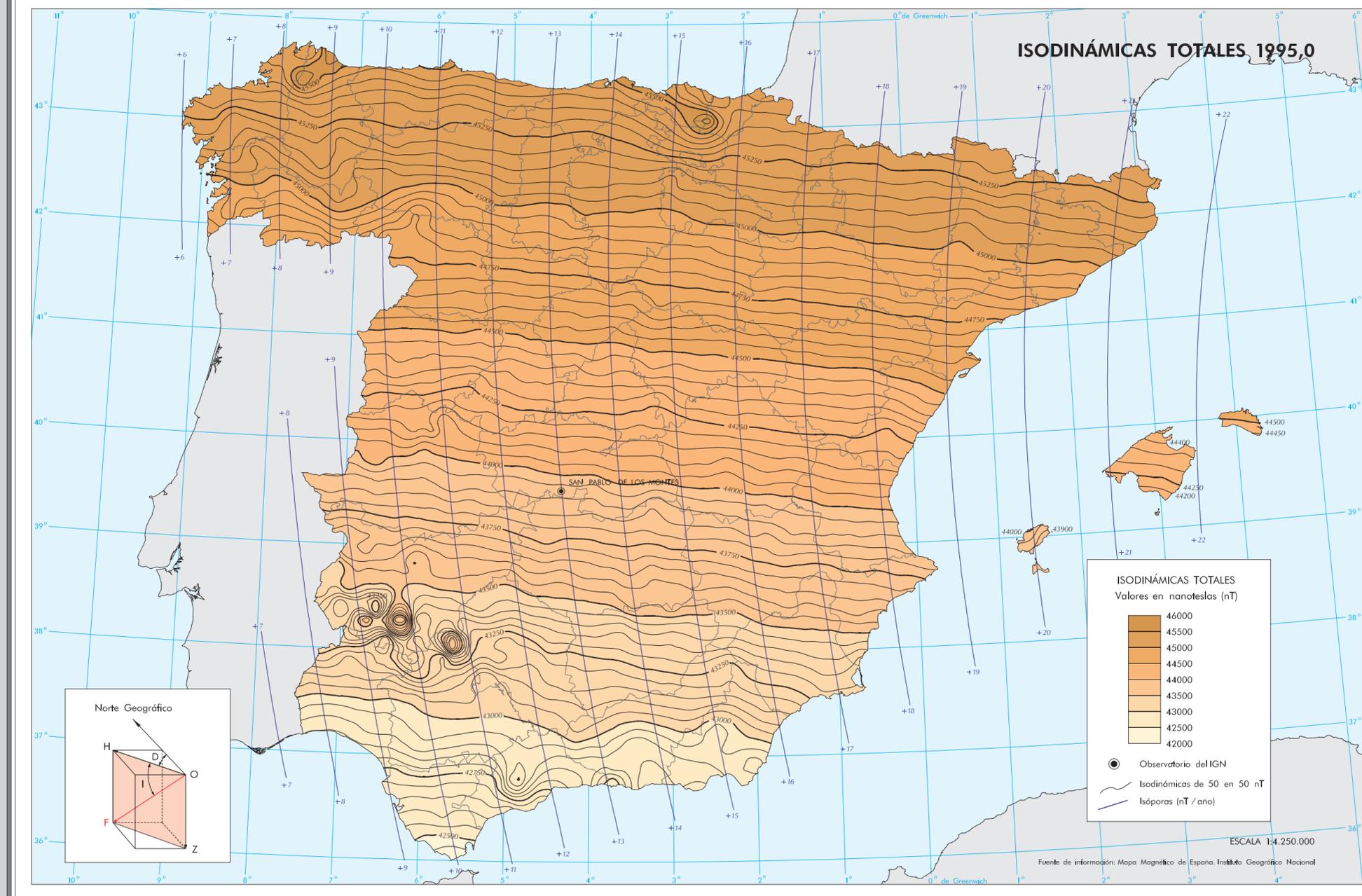
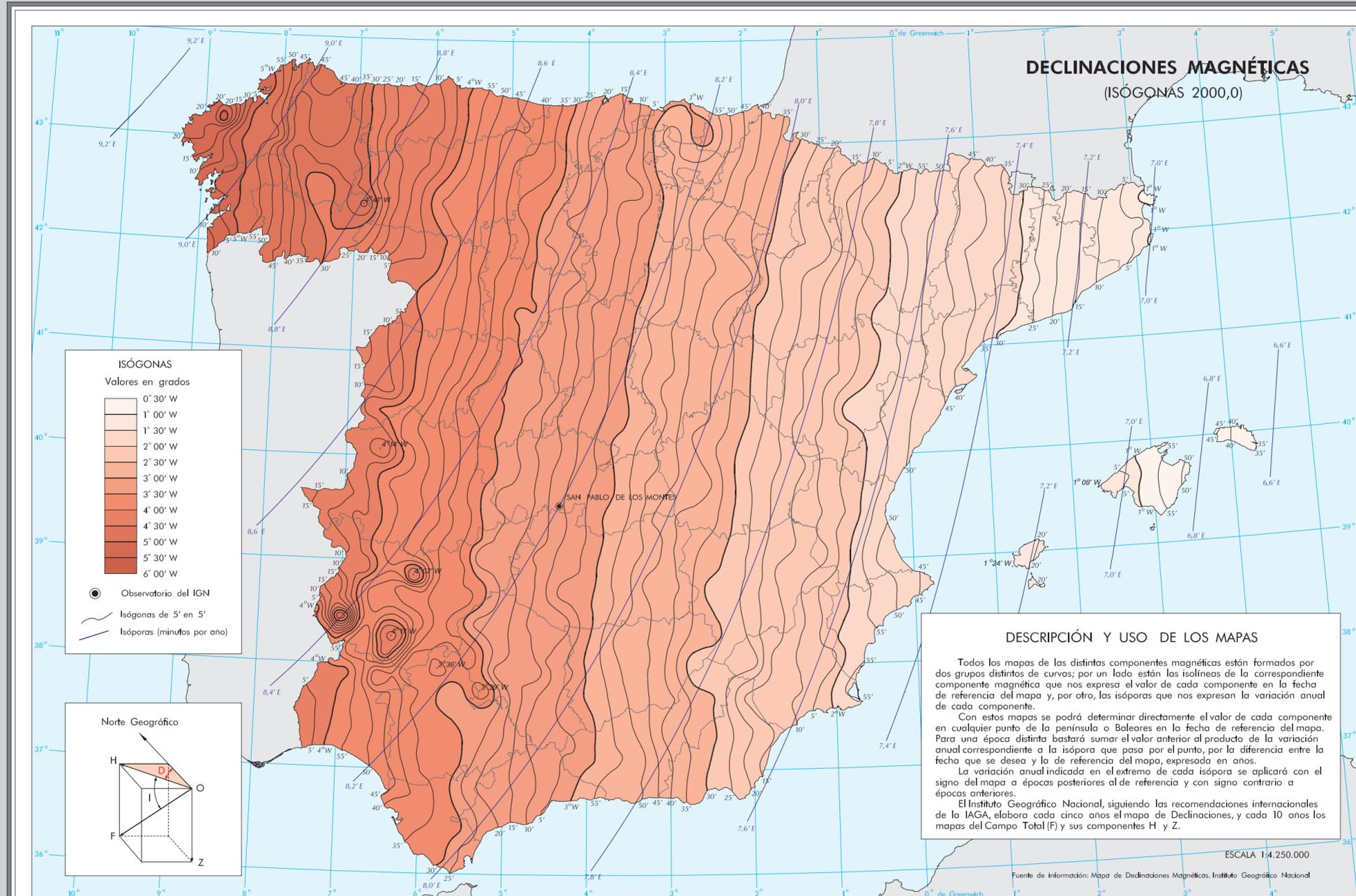


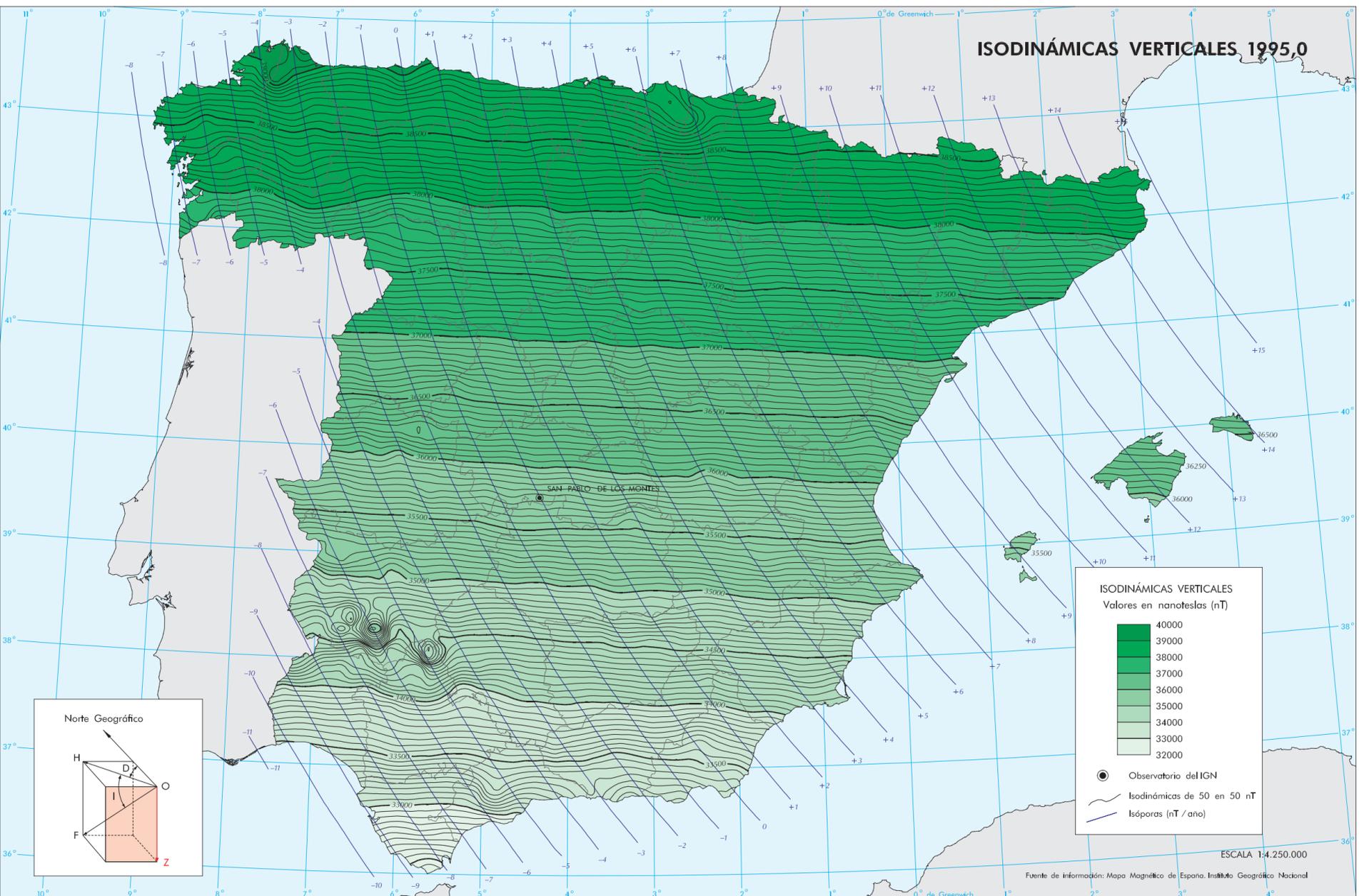
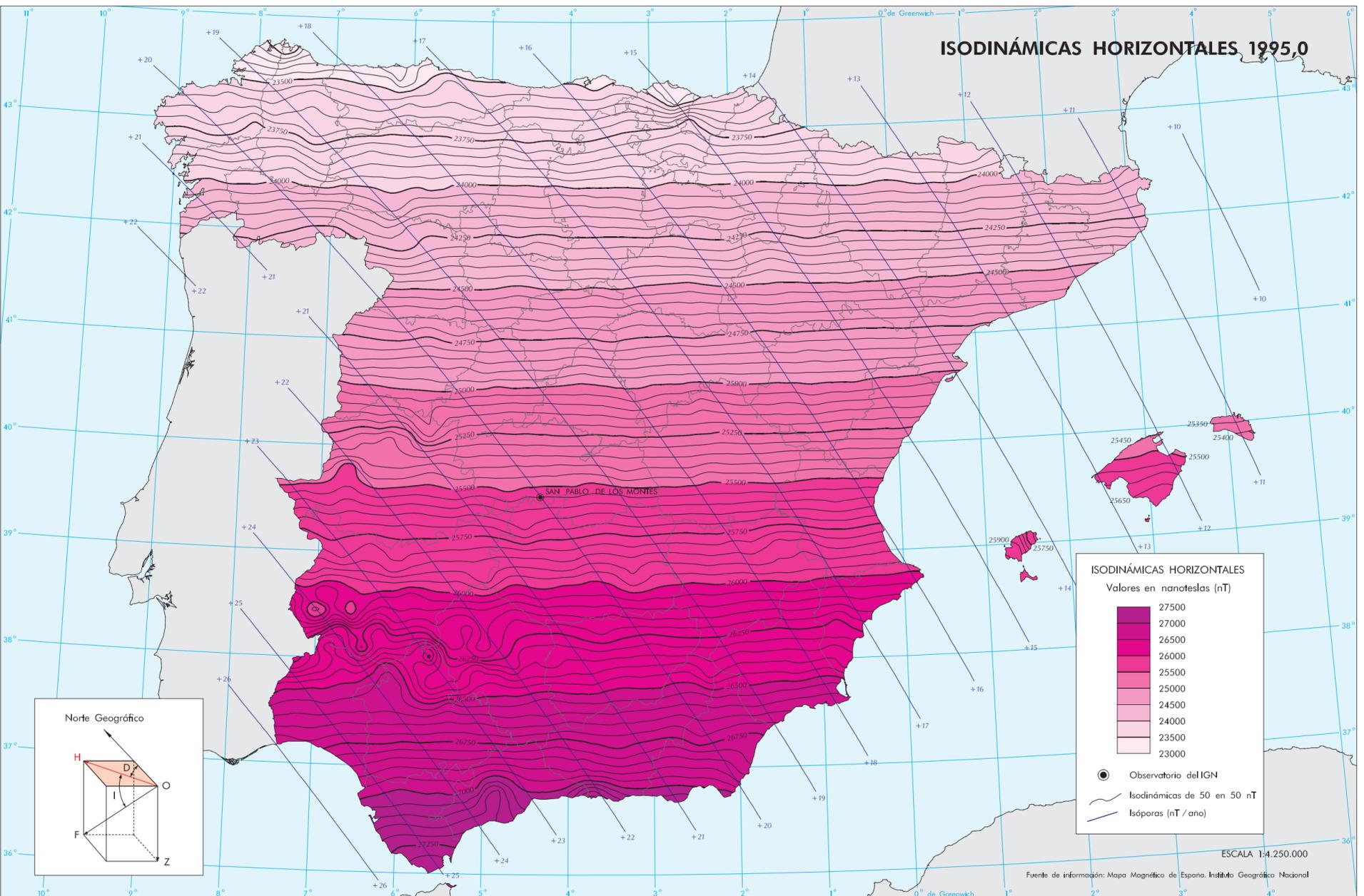
TORMENTAS MAGNÉTICAS

Las tormentas magnéticas son perturbaciones del campo magnético terrestre que perduran durante horas e incluso días, difiriendo unas de otras no sólo en su duración, sino en su morfología. Estos fenómenos tienen un carácter universal, si bien las amplitudes son diferentes, siendo mayores cuanto más altas son las latitudes.

Como consecuencia de estas tormentas pueden aparecer fenómenos luminosos durante la noche en zonas polares y que reciben el nombre

de auroras boreales. Estos fenómenos se presentan en latitudes altas (mayor de 60°), aunque también pueden darse hasta los 45° de latitud. La producción de auroras es debida a la excitación de los átomos de los gases de la alta atmósfera (oxígeno, hidrógeno y nitrógeno), por partículas de gran energía. Los átomos bombardeados se excitan para después volver al estado de equilibrio, produciendo una radiación luminosa.





Aeromagnetismo

Para estudios de prospección, donde se desea un mayor detalle y mayor superficialidad de las anomalías, la altura suele ser de unos pocos cientos de metros, el espaciado entre líneas pequeño y un tiempo de muestreo corto, para no perder pequeñas longitudes de onda. Por el contrario, para fines geofísicos (estudio de estructuras corticales) todos los parámetros aumentan para eliminar anomalías de pequeña intensidad y corta longitud de onda cercanas a la superficie, que para este tipo de estudios se consideran ruido.

El campo magnético terrestre está compuesto fundamentalmente por un campo de origen interno (campo fundamental) y un campo cortical (campo anómalo) generado por las rocas magnéticas de la corteza. El estudio de este último campo permite conocer, por tanto, la parte más superficial de la tierra, donde se originan numerosos fenómenos geofísicos: erupciones volcánicas, terremotos, etcétera.

Un levantamiento aeromagnético consiste en medir la intensidad del campo magnético terrestre desde una plataforma móvil (avión), cubriendo de forma uniforme una determinada región más o menos extensa. Si a este campo observado restamos el campo de origen interno, obtenemos el campo anómalo que, como ya hemos dicho, permite conocer las fuentes que causan estas anomalías y por tanto estudiar la corteza terrestre. Las ventajas de los levantamientos aeromagnéticos son su bajo coste en relación con el área volada (por eso se suele utilizar para el estudio de áreas extensas), la rapidez del levantamiento que minimiza las variaciones temporales del campo magnético y la precisión de las medidas con las técnicas modernas de posicionamiento y equipos de medida.

Los parámetros de un levantamiento aeromagnético –altura de vuelo, tiempo de muestreo, espaciado entre líneas de vuelo– varían según el objetivo del mismo.

Levantamiento aeromagnético de la España peninsular

El levantamiento aeromagnético de la España peninsular fue el primero de los realizados por el Instituto Geográfico Nacional. La fase de adquisición de datos comenzó en septiembre de 1986, se interrumpió durante el invierno (diciembre 1986-abril 1987) y finalizó en junio de 1987.

El levantamiento consta de 102 líneas de vuelo en dirección norte-sur, espaciadas 10 km entre sí; 20 líneas de control en dirección este-oeste, con un espaciado de 40 km, y 40 líneas perimetrales para cerrar casi la totalidad de la red. La altitud barométrica del vuelo es de 3.000 m. La velocidad media del avión se mantuvo entre los 240 y 250 km/h, lo que junto a una velocidad de muestreo de 0,5 s da lugar a una observación cada 34 m. El mapa del campo anómalo o residual se obtiene restando de esta malla el valor del IGRF-85, calculado en los mismos puntos y a la misma altitud.

Posteriormente, este levantamiento se unió al levantamiento portugués, obteniendo así el mapa de anomalías magnéticas de la península ibérica.

Levantamiento aeromagnético del archipiélago canario

La red del levantamiento aeromagnético se compone de siete bloques, volados a distintas altitudes. Estas diferencias en las alturas de vuelo son debidas a la topografía del terreno, dado que el levantamiento cubre desde zonas marítimas situadas a más de 3.000 m por debajo del nivel del mar, hasta zonas montañosas a más de 3.000 m sobre el nivel del mar. El total de kilómetros volados es de 31.894,25 y las altitudes están comprendidas entre los 500 m para el bloque marino y los 3.810 m para el Teide. Las líneas de vuelo van en dirección norte-sur, con un espaciado de 5.000 m en el bloque marino, 2.500 m en los bloques sobre islas y 500 m en la zona del Teide, donde se pretendía tener una red de gran detalle para realizar un estudio geofísico completo del volcán, dentro de un programa financiado por la Unión Europea. Las líneas de control, en dirección este-oeste, tienen un espaciado de 20.000 m, salvo en la zona del Teide donde es de 5.000 m. La velocidad del avión se mantuvo entre los 280 y 290 km/h, con lo que dado el intervalo de muestreo de 0,1 s se obtiene una observación cada 10 m aproximadamente.



Magnetómetro de vapor de cesio Scintrex en «aguijón»

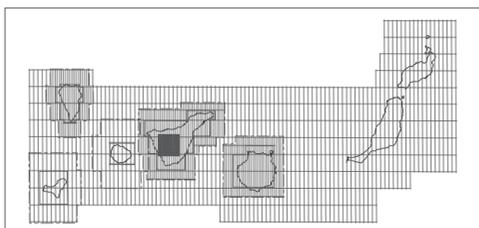


Gráfico de vuelo de las islas Canarias

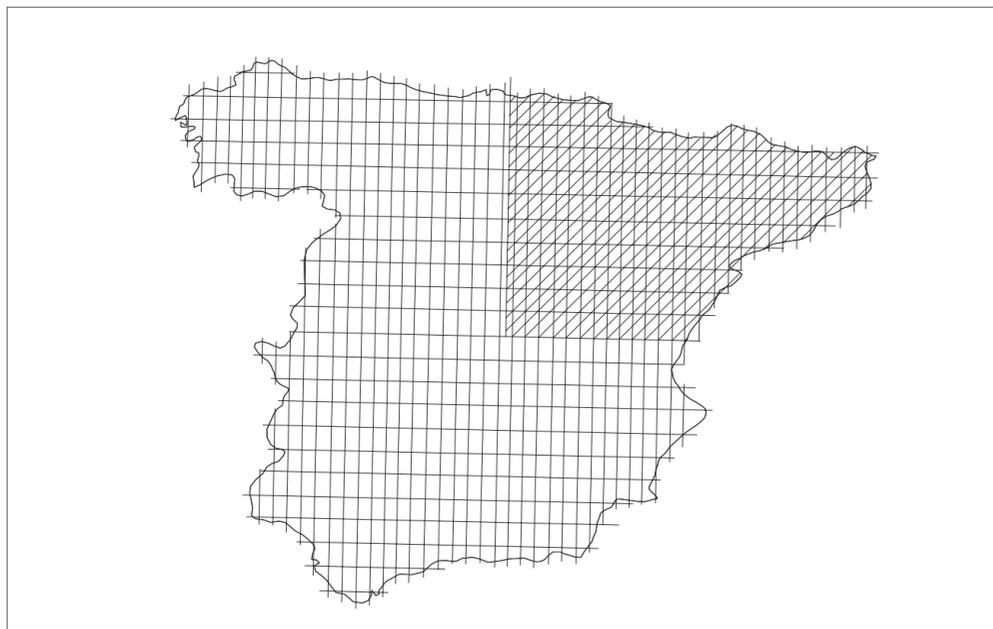
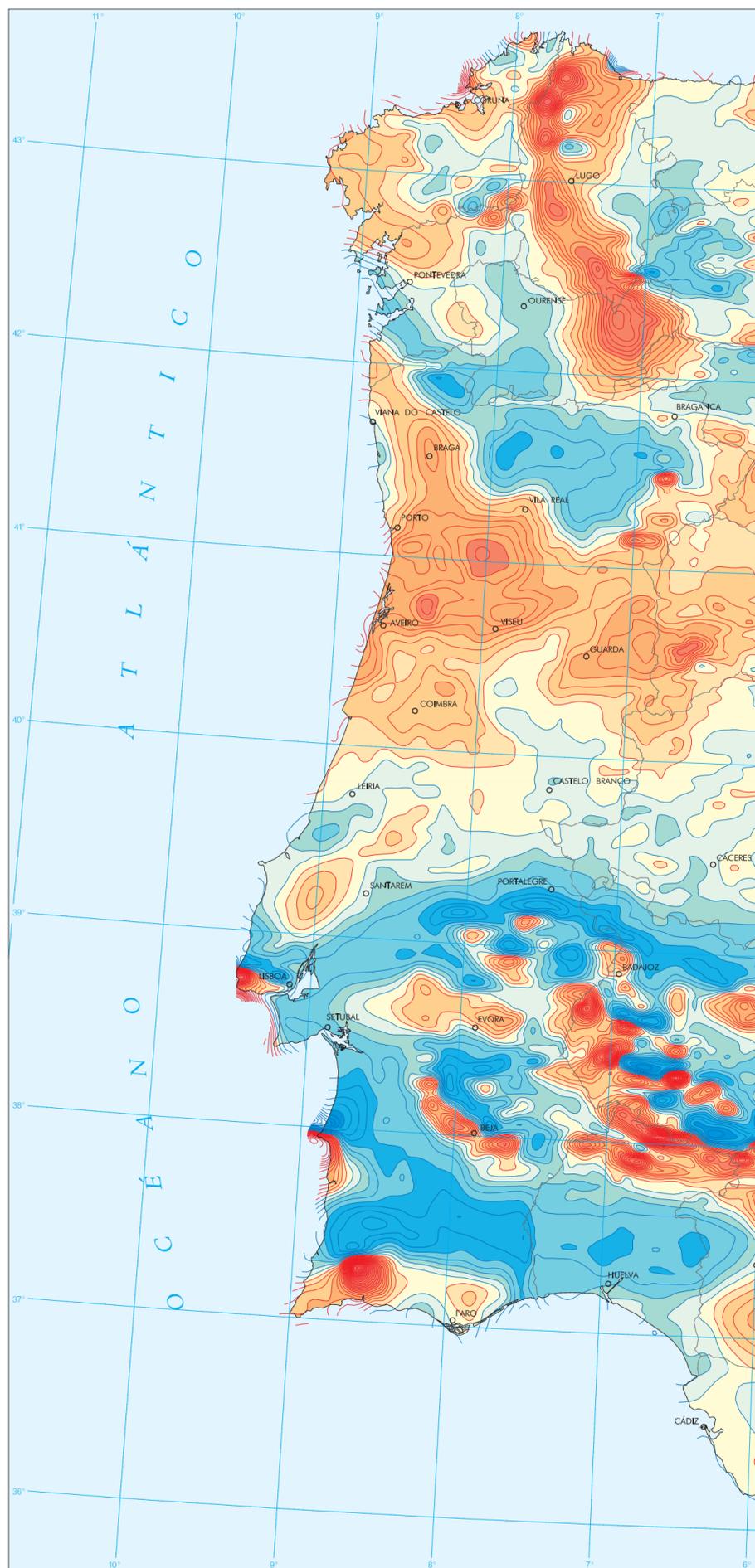
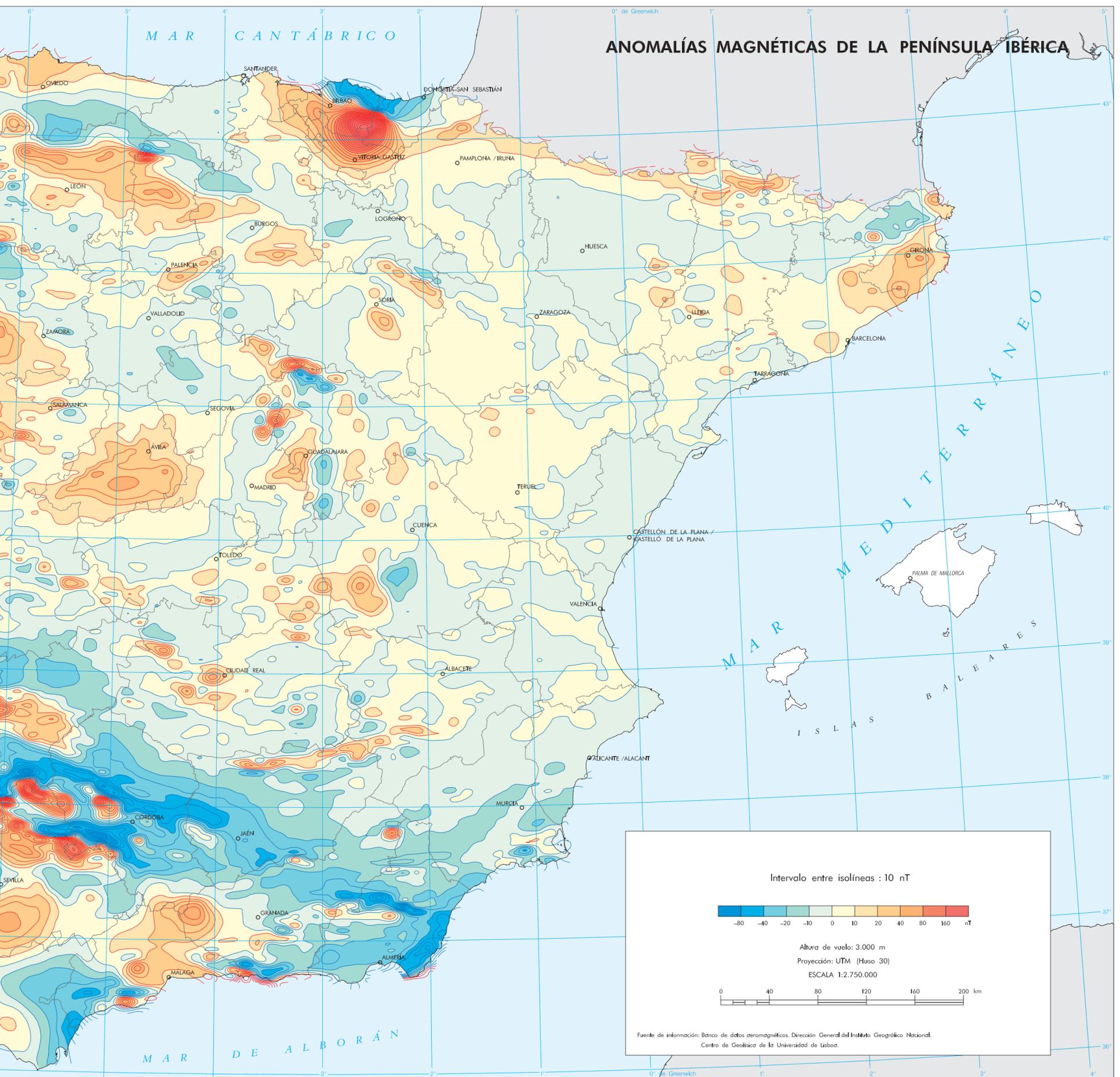


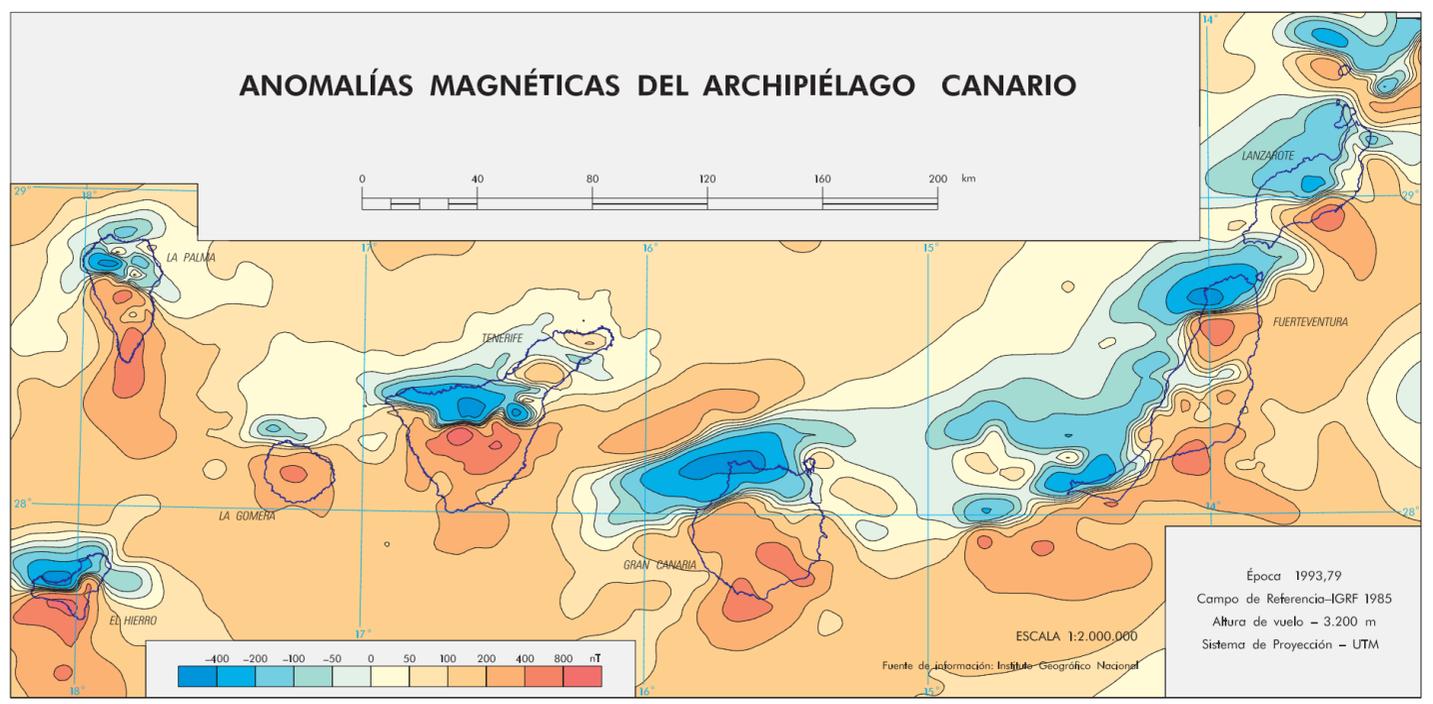
Gráfico de vuelo de la España peninsular



Avión Cessna Titus 404C-GTA



Compensador automático AADC II 27



Sismología

La Sismología, a través de la ocurrencia de los terremotos, su distribución espacio-temporal, mecanismos y liberación de energía, pone de manifiesto los procesos dinámicos que están sucediendo en la Tierra. El estudio de la propagación de las ondas producidas por los terremotos nos da información sobre la estructura del interior de la Tierra, las regiones que la forman y la distribución en ellas de la densidad y las constantes elásticas.

La propagación de las ondas producidas por los terremotos está determinada por la mecánica de los medios elásticos y, por tanto, las velocidades de los distintos tipos de ondas dependen de las características elásticas del medio, cuya distribución puede estudiarse mediante la observación de los tiempos de recorrido y amplitudes de estas ondas.

Las soluciones obtenidas para las ondas elásticas representan dos tipos de ondas (llamadas internas o de volumen) que se propagan con distinta velocidad. Las de mayor velocidad, y por tanto las primeras en llegar, son las llamadas ondas P, que corresponden a ondas longitudinales. Las segundas en aparecer, debido a su

menor velocidad, son las ondas S, que tienen carácter transversal. El estudio de estas ondas se realiza mediante las leyes de la reflexión y refracción, ya que la Tierra está formada por capas de distinto material. Sus trayectorias y tiempos de llegada se determinan, bien considerando capas planas, cada una de velocidad constante o aumentando con la profundidad, o bien considerando la Tierra esférica.

Debido a la superficie libre de la Tierra y a otras discontinuidades en su interior se producen otro tipo de ondas que por propagarse a lo largo de estas superficies reciben el nombre de ondas superficiales. Estas ondas se propagan en dirección paralela a la superficie con velocidades inferiores a las de la onda S y su amplitud decrece con la profundidad. De estas ondas existen dos tipos: unas son las llamadas ondas Rayleigh, de movimiento vertical, y otras, las ondas Love, de movimiento horizontal, nombres que corresponden a los dos científicos ingleses del siglo XIX. Este tipo de ondas están afectadas por el fenómeno de la dispersión, según el cual su velocidad de propagación depende del período o de la frecuencia.

Todas estas observaciones permitieron determinar la existencia de unas discontinuidades por debajo de la capa sedimentaria correspondientes a las capas granítica y basáltica, situándose a unos 30 km de profundidad la base de la corteza, que recibió el nombre de discontinuidad de Mohorovicic. El estudio de la corteza terrestre también se ha desarrollado a partir del uso de explosiones controladas. Esta técnica, conocida como perfiles sísmicos, ha permitido conocer el espesor de la corteza, cuyos valores van desde los 50 o 60 km en las zonas montañosas a los 5 o 10 km en la parte oceánica.



Daños en La Redondela (Huelva) por el terremoto de 20 de diciembre de 1989, de intensidad máxima VI, con epicentro en Ayamonte (Huelva)

Por debajo de la corteza se extiende el manto superior hasta una profundidad de unos 700 km siendo éste el límite en el que se pueden producir terremotos. Las características más importantes son una capa de baja velocidad entre 100 y 200 km y dos aumentos bruscos de la velocidad con la profundidad en 400 y 670 km. Desde el punto de vista de la tectónica de placas, la corteza terrestre forma, con parte del manto superior, una capa relativamente rígida de unos 100 km de espesor llamada, como ya se ha dicho, Litosfera. Por debajo existe una capa mucho menos rígida llamada Astenosfera que permite el deslizamiento sobre ella de la Litosfera.

Bajo el manto superior se extiende el manto inferior hasta una profundidad de 2.900 km, de estructura muy homogénea, aumentando lentamente la velocidad con la profundidad. A partir de los 105° de distancia epicentral se observa una brusca desaparición de las ondas P y S, apareciendo de nuevo la onda P a los 143°, lo que da información sobre la existencia del núcleo externo. La observación de un determinado tipo de ondas P en esta zona de sombra llevó al descubrimiento del núcleo interno. Dentro del núcleo externo se propagan solamente ondas P, lo que indica que el material se encuentra en estado líquido o de fusión. Por el contrario, el núcleo interno se considera sólido y tiene un radio de 1.216 km.

Las primeras determinaciones del punto donde se produce el terremoto (foco o hipocentro) y su proyección sobre la superficie (epicentro) se basan en el estudio de la distribución de los daños producidos en los edificios, en el terreno o en las personas, y sitúan el epicentro en la zona de mayor daño (epicentro macrosísmico). Con el desarrollo de la instrumentación sísmológica y la instalación de observatorios, la determinación del foco sísmico se realiza a partir de los registros de las ondas que producen los terremotos. Admitido el carácter puntual del foco sísmico, la localización de un terremoto viene definida por cuatro parámetros: hora, origen, coordenadas geográficas del epicentro y profundidad del foco.

La primera forma que se definió para cuantificar el tamaño de un terremoto fue, como indicamos anteriormente, a partir de los daños ocasionados. En estas observaciones está basado el concepto de intensidad, que lo podemos definir como la fuerza con que se siente un terremoto. La medida de la intensidad es bastante subjetiva; no obstante, es un parámetro de gran interés en sismología y en particular en ingeniería, definiéndose numerosas escalas de intensidad, adoptándose en Europa la escala EMS-98 de doce grados, equivalente a la Mercalli modificada.

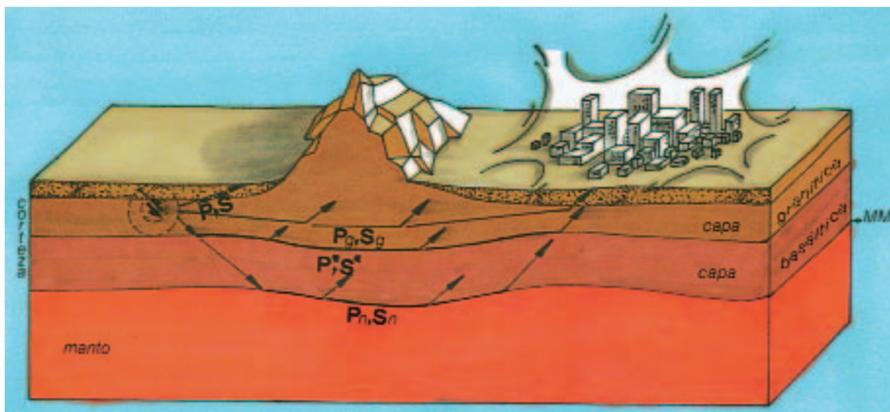
Con los valores de intensidad se pueden confeccionar unos mapas, llamados de isosistas, cuyas isóneas representan puntos de igual intensidad. Agrupando todos los mapas de isosistas y considerando los máximos valores se obtienen mapas de intensidad máxima o isomáximas.

La intensidad es una medida indirecta y no da una idea precisa de la energía liberada por un terremoto, pues un terremoto muy superficial puede producir intensidades muy altas y sin embargo corresponderle una energía muy pequeña. Por esta razón, para medir el tamaño

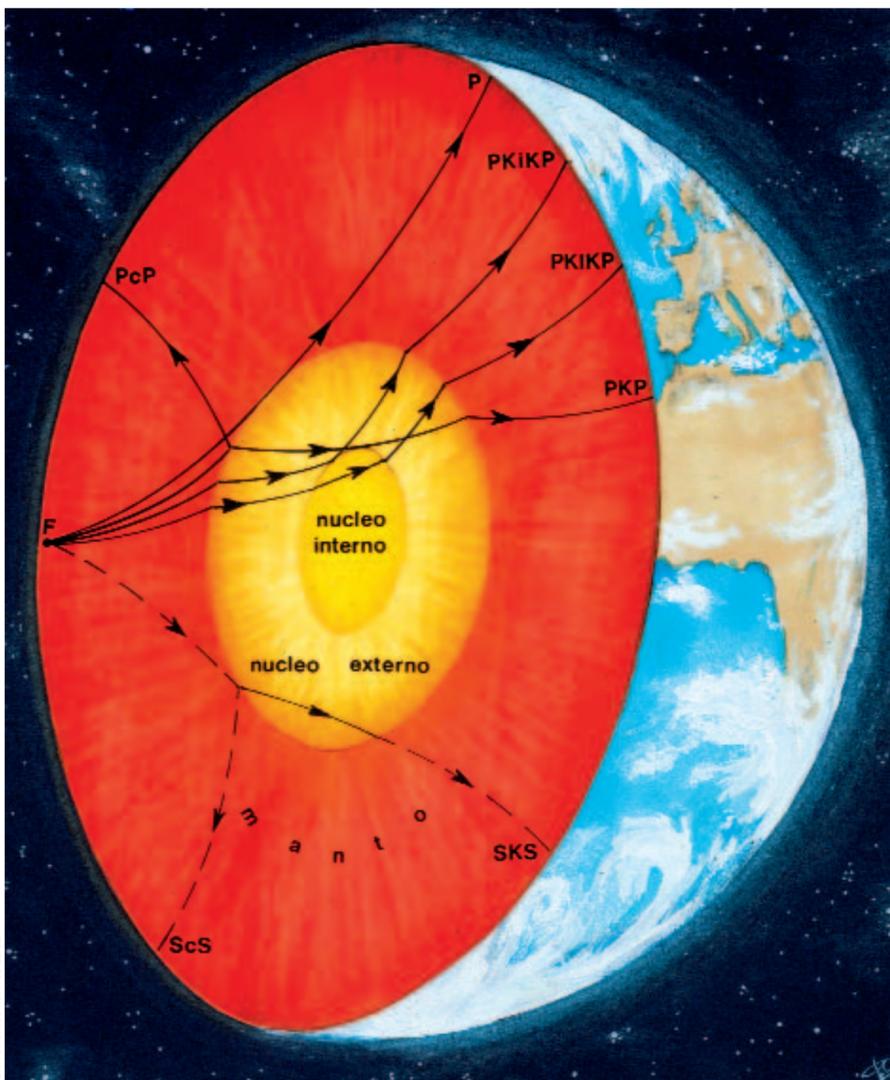
de un terremoto es necesario cuantificar, de una forma instrumental, la energía que se libera en el foco. Esta idea llevó a C. F. Richter a la creación de la escala de magnitudes, que está basada en que la amplitud de las ondas sísmicas está relacionada con la energía liberada en el foco.

El primer modelo mecánico que definiese el origen de los terremotos fue propuesto por H.F. Reid en 1911 con la teoría del rebote elástico, según la cual las deformaciones elásticas se van acumulando hasta que se supera la resistencia del material, produciéndose una fractura y una liberalización de las deformaciones acumuladas. Podemos considerar, pues, que un terremoto está originado por la ruptura de una parte de la corteza. A esta zona de fractura la denominamos falla y a través de los registros de las ondas producidas por los terremotos podemos conocer los parámetros de orientación y tamaño que la definen y establecer el comportamiento tectónico de la zona.

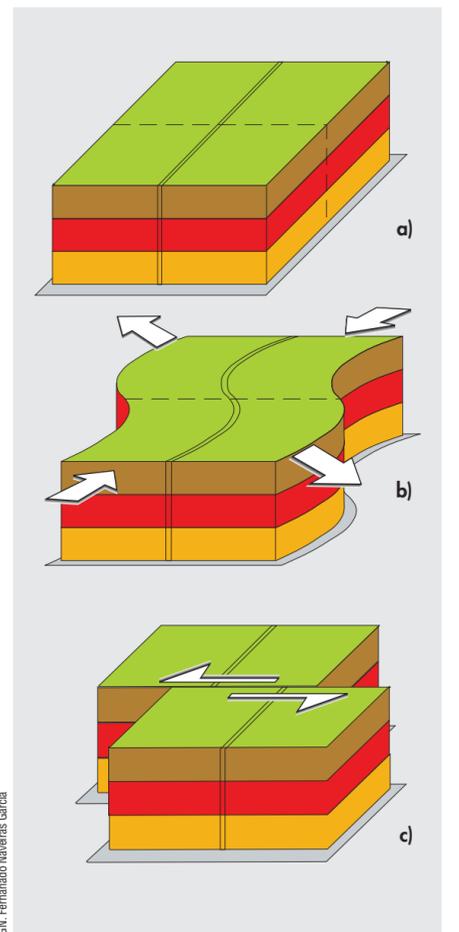
La sismicidad es el conjunto de parámetros que definen totalmente el fenómeno sísmico, o los terremotos, en el foco y se representa generalmente mediante distribuciones temporales, espaciales, de tamaño, etc. El estudio de la distribución espacial de terremotos ha sido uno de los factores más importantes a la hora de establecer la teoría de la tectónica de placas, según la cual la superficie de la litosfera está dividida en placas cuyos bordes coinciden con las zonas sísmicamente activas.



Propagación de ondas sísmicas en la corteza y manto superior



Propagación de los diferentes tipos de ondas sísmicas en el interior de la Tierra



Teoría del rebote elástico Reid:
a) Situación sin deformar
b) Situación deformada anterior al terremoto
c) Situación después del terremoto



Daños en viviendas de Lánara (Lugo) por el terremoto de 21 de mayo de 1997, de intensidad máxima VI, con epicentro entre Sarria y Becerreá (Lugo)



Daños en el terreno en Otívar (Granada) por el terremoto de junio de 1984, de intensidad máxima V, con epicentro en la sierra de Cazulas (Granada)

Toda la información sísmica, tectónica y en general, geofísica puede agruparse en una representación única formando lo que se denomina mapa sismotectónico, que relaciona la actividad sísmica con los procesos tectónicos que la originan.

La ocurrencia de grandes terremotos en zonas densamente pobladas o de gran desarrollo industrial produce catastróficas consecuencias. Una forma de estudiar medidas contra los terremotos es la peligrosidad sísmica, concepto basado en la probabilidad de ocurrencia, durante un determinado período de tiempo, de un terremoto de ciertas características. Para la obtención de la peligrosidad sísmica va a ser necesario el conocimiento de la sismicidad y las leyes que rigen su comportamiento. Los estudios de peligrosidad van a permitir diferenciar las zonas más peligrosas y, en consecuencia, establecer y planificar las medidas para prevenir, o atenuar, sus efectos destructores.

Otra forma de actuar contra los terremotos es estudiar la posibilidad de predecirlos con

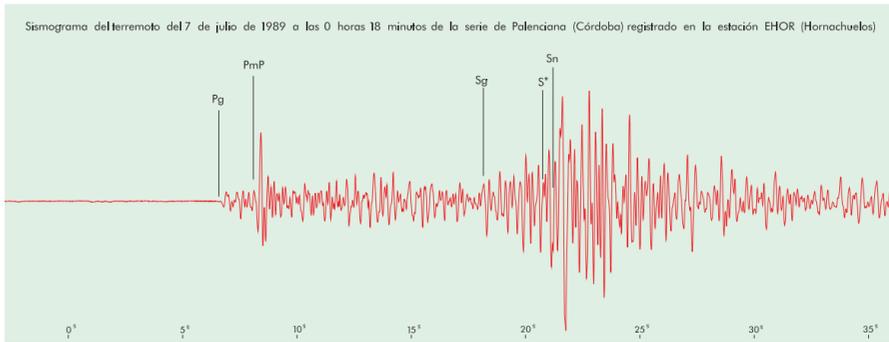
antelación. La predicción de los terremotos se empezó a considerar, desde un punto de vista de rigor científico, a partir de mediados del siglo xx en la URSS y posteriormente en China, EE.UU. y Japón. Aunque se han realizado predicciones con éxito como la del terremoto de Haicheng (China) de 3 de febrero de 1975, sin embargo, en el año siguiente ocurrió el terremoto de Tangshan (28-julio-1976), no predicho por los sismólogos chinos, que produjo cerca de medio millón de víctimas, cantidad no confirmada oficialmente por las autoridades del país.

La predicción sísmica debe considerarse como un pronóstico exacto de cuándo, dónde y de qué tamaño ocurrirá un terremoto. Generalmente se divide en tres categorías: a largo plazo, referida a la realizada desde varios años a varias décadas; a plazo intermedio, desde varias semanas a varios años, y a corto plazo, realizada desde horas a pocas semanas. La investigación actual está centrada en el estudio de los precursores, que son fenómenos físicos,

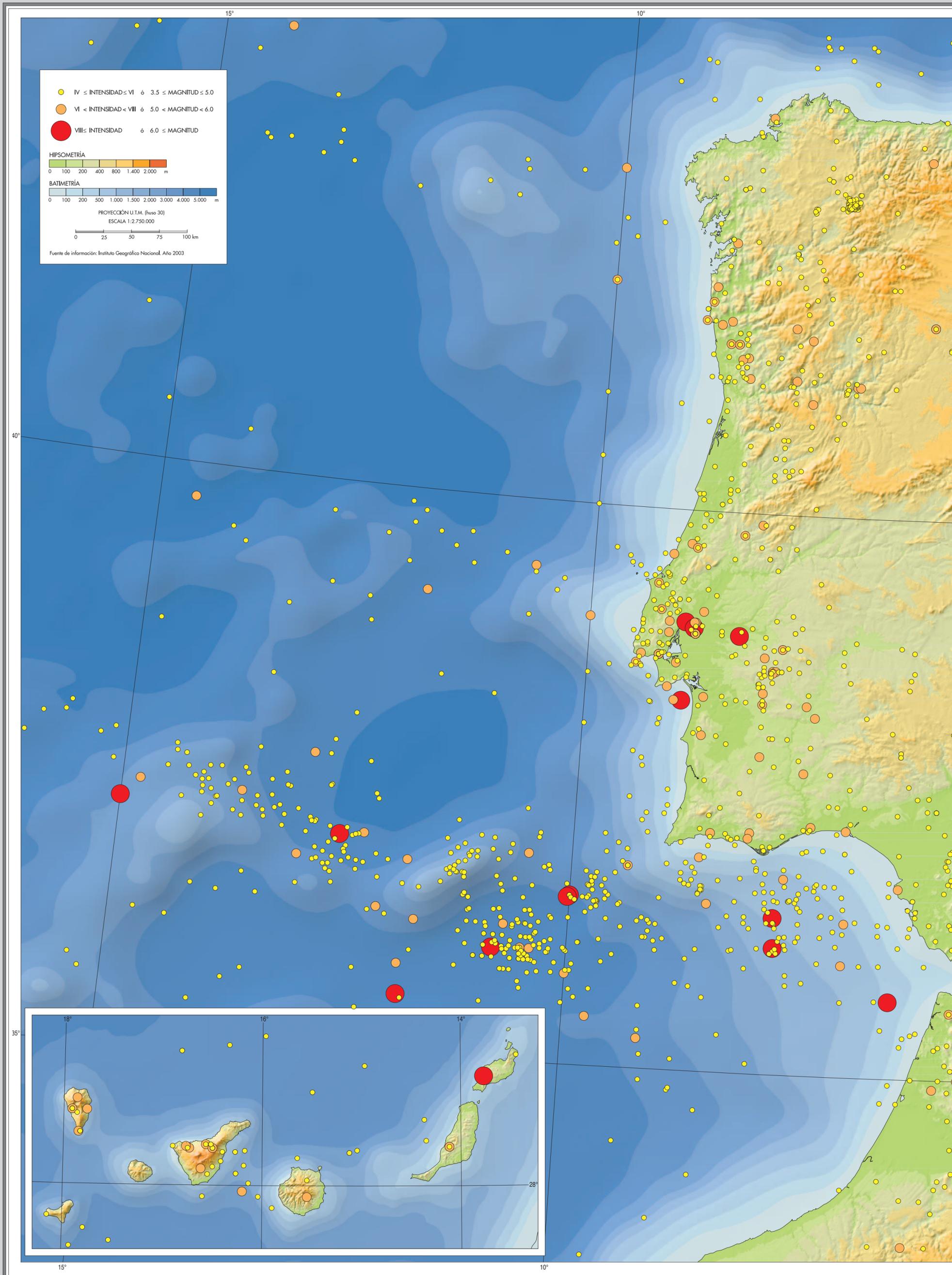
tectónicos e incluso biológicos, observados antes de la ocurrencia de un terremoto.

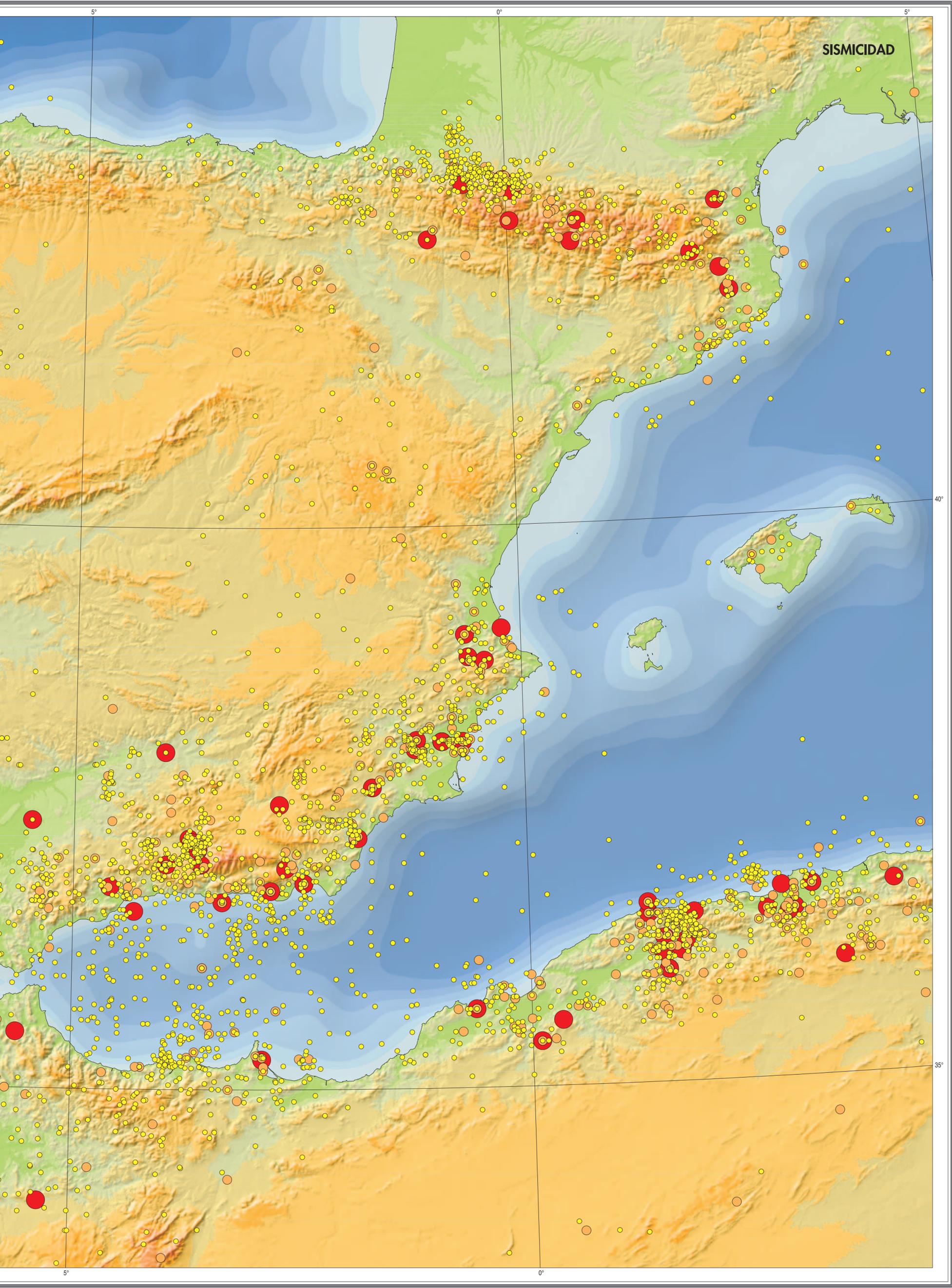
En la actualidad, con el desarrollo de la electrónica y de la informática, las estaciones sísmicas han pasado de ser grandes observatorios, donde se llegaba a tener sismómetros con masas de 1.000 kilos e instalaciones de grandes dimensiones y servidumbre, a estaciones de tamaño muy reducido, muy alta amplificación y poco

mantenimiento. Las nuevas redes sísmicas, establecidas con conexiones en tiempo real a un centro de recepción de datos, permiten detectar, localizar y cuantificar los terremotos muy pocos minutos después de su ocurrencia. También están permitiendo tener un mejor conocimiento de la sismicidad regional y la realización de numerosos estudios de mejor calidad e interés científico.



ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA







ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO



SISMICIDAD		
INTENSIDAD	MAGNITUD	PROFUNDIDAD km
△ VIII < I	○ 5,5 < M	○ Z ≤ 35
△ VII < I ≤ VIII	○ 5,0 < M ≤ 5,5	○ 35 < Z ≤ 60
△ V ≤ I ≤ VII	○ 4,0 ≤ M ≤ 5,0	○ 60 < Z

- M < 4,0 con mecanismo focal
- Cabalgamiento
- Falla
- Alineación magnética
- Falla normal
- Eje de flexura

- Cenozoico
- Mesozoico
- Paleozoico y Precámbrico
- Volcanismo

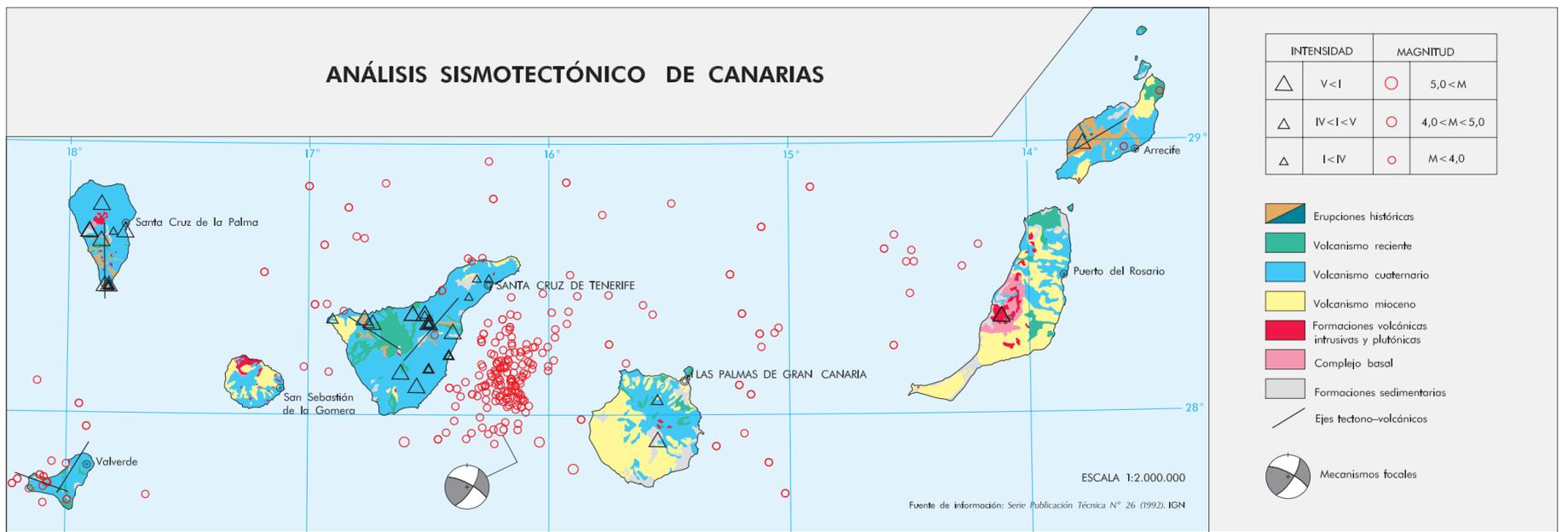
- ZONA DE LAS BÉTICAS
 - Maláguide
 - Nevado-Filábride
 - Peridotitas
 - Alpujarride

- ANOMALÍAS BOUGUER
 - Mayores de 0 mGal
 - Menores de -50 mGal



Nota: ver el análisis sismotectónico de Canarias en la página siguiente. ESCALA 1:2.000.000
Fuente de información: Serie Publicación Técnica N° 26 (1992) IGN

ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO DE CANARIAS



MAPA SÍSMICO DE LA NORMA SISMORRESISTENTE (NCSE-02)



Las normas sismorresistentes permiten evitar la pérdida de vidas humanas y reducir el daño y el coste económico que puedan ocasionar los terremotos futuros. Para ello proporcionan unos criterios y recomendaciones, de modo que su aplicación dote a las estructuras de suficiente sismorresistencia para que las construcciones no sufran daños relevantes ante sacudidas sísmicas pequeñas, puedan resistir sin daños estructurales ante movimientos sísmicos moderados y puedan evitar el colapso ante las sacudidas más fuertes previsibles -con una probabilidad razonable-, aunque con posibles daños.

En la actual Norma Española (NCSE-02) se divide el territorio en diferentes zonas teniendo en cuenta su nivel de peligrosidad, obteniéndose un mapa sísmico calculado para un periodo de retorno de 500 años (probabilidad anual de 0,002). Los valores que figuran en el mapa son los correspondientes a la aceleración sísmica básica dada en valores de g (aceleración de la gravedad). Por otro lado, debido a la ocurrencia de grandes terremotos en la denominada falla Azores-Gibraltar (zona de contacto entre las placas Euroasiática y Africana) el mapa incluye el parámetro k, llamado coeficiente de contribución, que tiene en cuenta este tipo de sismicidad, cuyas características son diferentes de la actividad que sucede en la parte continental de la península ibérica.

PRINCIPALES TERREMOTOS EN ESPAÑA

Año	Mes	Día	Longitud			Latitud			Muertos	Intensidad	Magnitud	Localización	Observaciones
			grad	min	E-O	grad	min						
1048			0°	55'	O	38°	5'	N		VIII		Orihuela (Alicante)	La mezquita de Orihuela destruida.
1169			4°	0'	O	38°	0'	N		VIII-IX		Andújar (Jaén)	Grandes grietas en Andújar.
1356	ago	24	10°	0'	O	36°	30'	N		VIII		SO del Cabo de San Vicente	Daños importantes en Sevilla.
1373	mar	2	0°	45'	E	42°	30'	N		VIII-IX		Condado de Ribagorça (Huesca-Lleida)	Colapso de castillos en el área epicentral.
1396	dic	18	0°	13'	O	39°	5'	N		VIII-IX	6,5	Tavernes de la Valligna (Valencia)	Hundimiento de 200 casas en Tavernes.
1427	may	15	2°	30'	E	42°	12'	N		VIII-IX		Olot (Girona)	Olot destruida.
1428	feb	2	2°	10'	E	42°	21'	N	800	IX-X		Queralbs (Girona)	Destrucción de la ciudad de Queralbs.
1431	abr	24	3°	38'	O	37°	8'	N		VIII-IX	6,7	Sur de Granada	Grandes daños en la Alhambra.
1494	ene	26	4°	20'	O	36°	35'	N		VIII		Sur de Málaga	Daños en la mayor parte de casas de Málaga.
1504	abr	5	5°	28'	O	37°	23'	N	32	VIII-IX	6,8	Carmona (Sevilla)	Caída o grietas en la mayor parte de construcciones de Carmona.
1518	nov	9	1°	52'	O	37°	14'	N	165	VIII-IX		Vera (Almería)	En Vera, de 200 casas cayeron todas y muchas totalmente.
1522	sep	22	2°	40'	O	36°	58'	N	1.000	VIII-IX	6,5	Mar de Alborán	Caída de la mayor parte de las casas de Almería y Ugíjar (Granada).
1531	sep	30	2°	44'	O	37°	32'	N	400	VIII-IX		Baza (Granada)	En Baza, el 61% de sus casas se arruinaron totalmente.
1644	jun	19	0°	25'	O	38°	48'	N	22	VIII		Muro de Alcoy (Alicante)	En Muro de Alcoy cayeron muchas casas.
1658	dic	31	2°	28'	O	36°	50'	N		VIII		Almería	Graves destrozos en Almería.
1680	oct	9	4°	36'	O	36°	48'	N	70	VIII-IX	6,8	Alhaurín el Grande (Málaga)	En Málaga, un 20% de casas destruidas y un 30% inhabitables.
1748	mar	23	0°	38'	O	39°	2'	N	38	IX	6,2	Estubeny (Valencia)	Montesa, Sellent y Estubeny completamente destruidas.
1755	nov	1	10°	0'	O	36°	30'	N	15.000	X	8,5	SO del Cabo de San Vicente	Produjo un tsunami de casi 15 m de altura. Afectó a Europa occidental y norte de África.
1804	ene	13	3°	35'	O	36°	5'	N	2	VII-VIII	6,7	Mar de Alborán	Daños graves en Motril.
1804	ago	25	2°	50'	O	36°	46'	N	407	VIII-IX	6,4	Dalías (Almería)	Destrucción de la mayoría de edificios en Dalías, Berja y Roquetas de Mar.
1806	oct	27	3°	44'	O	37°	14'	N	13	VIII	5,3	Pinos Puente (Granada)	De 1.322 casas en Pinos Puente y Santa Fe, 94 arruinadas y 1.110 quebrantadas.
1829	mar	21	0°	41'	O	38°	5'	N	389	IX-X	6,6	Torre Vieja (Alicante)	Torre Vieja y Guardamar del Segura hubieron de ser reedificadas.
1884	dic	25	3°	59'	O	37°	0'	N	839	IX-X	6,5	Arenas del Rey (Granada)	4.400 edificios destruidos y 13.000 dañados.
1954	mar	29	3°	36'	O	37°	0'	N		V	7,0	Dúrcal (Granada)	Profundidad 650 km.
1956	abr	19	3°	41'	O	37°	11'	N	11	VIII	4,7	Albolote (Granada)	En Albolote, 41% de casas con grietas, 35% inhabitables, 6% ruinosas y 1% destruidas.
1969	feb	28	10°	49'	O	35°	59'	N	19	VII	7,3	SO del Cabo de San Vicente	En Huelva 18 casas inhabitables y en Isla Cristina 4 casas caídas.

Nota: en rojo magnitud estimada

Fuente de información: Instituto Geográfico Nacional

Áreas volcánicas españolas

El vulcanismo postmesozoico se encuentra representado en las regiones central y oriental de la península ibérica y en las islas Canarias; tanto en lo que concierne al de carácter orogénico (calcoalcalino y potásico del SE de la Península), como al asociado a ambientes tectónicos distensivos (alcalino continental de Olot y Campo de Calatrava, y alcalino oceánico de las islas Canarias).

Zona volcánica del SE

La región volcánica neógena del SE de España se localiza en una franja costera que se extiende desde las inmediaciones del cabo de Gata hasta el mar Menor, en la que se encuentran la totalidad de los afloramientos de rocas calcoalcalinas, shoshoníticas, basálticas y algunos de rocas ultrapotásicas (Vera, Mazarrón y La Aljorra). No obstante, gran parte de los edificios volcánicos ultrapotásicos están dispersos en un área comprendida entre Cartagena y las poblaciones de Cancarix y Jumilla, en el dominio bético externo.

La actividad volcánica de esta región está relacionada con la evolución del orógeno bético, en el que se produce un episodio de subducción de corteza oceánica que se extiende desde el Cretácico hasta el Oligoceno. Posteriormente, entre el Mioceno medio y el Mioceno superior, la cordillera Bética es afectada por un proceso de colapso extensional durante el que se produce el vulcanismo considerado.

En esta provincia volcánica pueden distinguirse cinco asociaciones magmáticas: serie calcoalcalina, serie calcoalcalina potásica, serie shoshonítica, serie lamproítica (ultrapotásica) y serie basáltica alcalina.

Los eventos volcánicos a los que se asocian las cuatro primeras series se produjeron en un periodo de tiempo comprendido entre quince y seis millones de años (ma), aunque se han encontrado tobas riolíticas con edades comprendidas entre 22 y 21 ma intercaladas en sedimentos marinos.

En relación con las alteraciones hidrotermales asociadas a este vulcanismo, se han generado mineralizaciones de oro en la zona de Rodalquilar que han sido explotadas en un pasado reciente; y también se encuentran importantes mineralizaciones de Fe, Mn, Ba, Pb y Zn, genéticamente asociadas con el mismo, en la zona de Mazarrón.

La actividad volcánica de naturaleza ultrapotásica se restringe a los estadios finales (ocho-seis millones de años) de acuerdo con las dataciones radiométricas existentes.

El vulcanismo basáltico alcalino se produjo en una etapa posterior, tras un periodo de inactividad de dos millones de años. Esta actividad ígnea está desligada genéticamente de la actividad volcánica precedente.

Zona volcánica del NE

Esta región volcánica se distribuye en las comarcas de la Garrotxa (Olot), la Selva y el Empordà, en la provincia de Girona, y está asociada con el sistema de fracturas SO-NE y NO-SE que condiciona las depresiones tectónicas neógenas de la región. Los materiales volcánicos son principalmente basanitas y basaltos alcalinos, encontrándose en proporciones muy restringidas algunas traquitas en centros de emisión degradados de la zona del Empordà. Las rocas básicas se encuentran formando parte de coladas o como depósitos de escorias y lapilli en conos estrombolianos. Algunos de estos conos presentan evidencias de actividad hidromagmática.

Los materiales volcánicos datados más antiguos se localizan en el Empordà (10 ma) y la actividad más reciente se centra en el área de la Garrotxa donde se obtienen edades K-Ar comprendidas entre 700.000 y 110.000 años. En esta última zona la actividad volcánica ha continuado hasta etapas mucho más recientes, existiendo datos de termoluminiscencia que indican edades en torno a 11.500 años.

Zona del Campo de Calatrava

La región volcánica del Campo de Calatrava se localiza en el borde meridional de la Meseta ibérica, en la provincia de Ciudad Real. Los aparatos volcánicos están dispersos en un área aproximada de 5.000 km² con elongación NO-SE y están imbricados con depósitos continentales neógenos del borde SO de la cuenca manchega y parcialmente recubiertos por sedimentos cuaternarios.

El vulcanismo del Campo de Calatrava es de carácter puntual con centros de emisión dispersos que corresponden a conos estrombolianos y a edificios freatomagmáticos.

Los materiales volcánicos están representados por lavas, escorias, bombas, lapilli, cenizas y depósitos poligénicos de origen freatomagmático. Sus composiciones corresponden según los casos a leucitas, melilitas y nefelinitas olivínicas, limburgitas y basaltos olivínicos alcalinos.

Los centros de emisión están definidos por conos de cinder de colores pardos rojizos o negruzcos, variablemente erosionados y que solo en algunos casos conservan los cráteres (volcanes de la Yezosa y de la Columba).

También se encuentran en algunos casos masas lávicas correspondientes a salideros de centros de emisión muy degradados (Morrón de Villamayor).

Los maares y edificios freatomagmáticos son muy frecuentes en esta región. Su distribución



Volcán de Foentillejo, situado en el Campo de Calatrava (Ciudad Real)

geográfica es muy amplia y se asocian con frecuencia a depresiones subcirculares que pueden estar ocupadas por lagunas y bordeadas por anillos de tobas más o menos degradados. Ejemplos de este tipo de edificios son los maares de la Encina y de la Nava.

La edad de este vulcanismo se extiende entre 7.700.000 y 1.750.000 años y sus características corresponden a las de un magmatismo originado en un ámbito intraplaca, en relación con la tectónica distensiva que conforma las cuencas sedimentarias neógenas.

Islas Columbretes

Estas islas están constituidas por una serie de afloramientos de rocas basálticas y fonolíticas que pertenecen a un campo volcánico sumergido frente a las costas de Castellón y que está instalado sobre una corteza continental adelgazada y cubierta por depósitos sedimentarios.

El mayor de los afloramientos corresponde a la isla de Columbrete Grande, edificio hidromagmático constituido por tobas y brechas palagoníticas y depósitos piroclásticos de composición basanítica.

Buena parte del resto de los islotes y escollos está formado por lavas y depósitos volcanoclásticos sálicos de composición fonolítica.

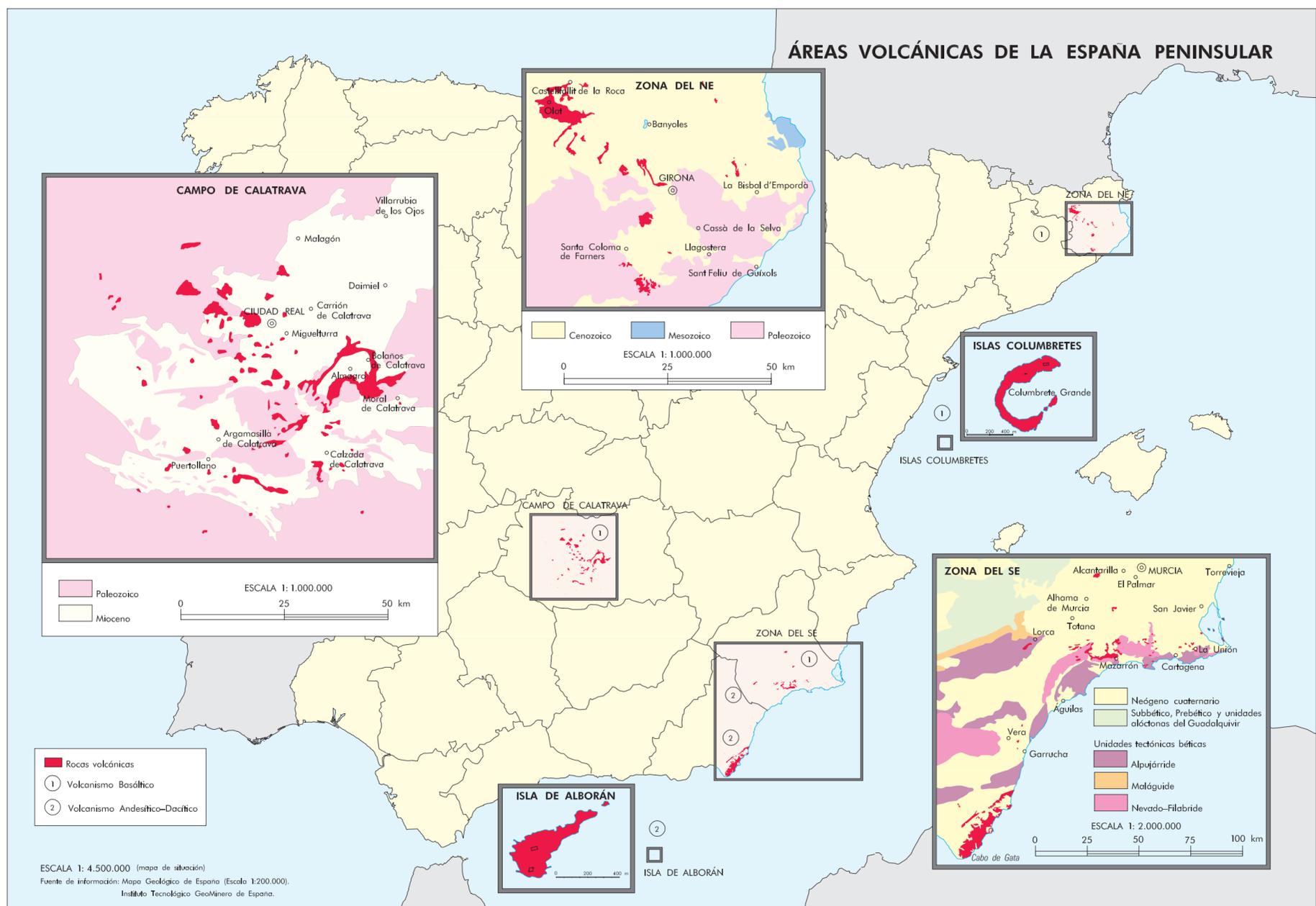
Los materiales datados tienen unas edades que varían entre trescientos mil y un millón de años, y se asocian a un ámbito geodinámico intraplaca. La actividad volcánica está relacionada con un régimen tectónico distensivo.

Isla de Alborán

La isla de Alborán constituye un afloramiento volcánico emergido de la cordillera del mismo nombre, que está situado entre las cordilleras Bética y Rifeña y que se asocia a una zona de rift extensional con emisiones de basaltos y andesitas toleíticas.

El periodo de actividad volcánica en esta región es amplio y se extiende desde el Oligoceno inferior hasta la actualidad (últimos treinta millones de años), en relación con la apertura de la cuenca de Alborán.

Los materiales datados en la isla de Alborán se restringen a un periodo comprendido entre 18 ma y 15 ma y corresponden a andesitas toleíticas.



Islas Canarias

Las islas Canarias son un archipiélago volcánico constituido por siete islas mayores y diversos islotes y escollos de pequeña entidad. Están asentadas en las inmediaciones del margen pasivo occidental de la placa africana, sobre corteza basáltica oceánica de edad jurásica, aunque la isla de Fuerteventura reposa sobre una secuencia sedimentaria turbidítica de edad jurásico-cretácica que apoya sobre el fondo oceánico.

Los materiales que las constituyen pertenecen a una asociación magmática alcalina de islas oceánicas constituida por basanitas, basaltos, traquibasaltos-tefritas, traquitas, fonolitas y, en algún caso, riolitas en proporciones muy subordinadas.

Los edificios más primitivos de las islas están representados en los afloramientos correspondientes a los estadios de guyot y solo afloran en las islas de Fuerteventura, La Gomera y La Palma y corresponden a conjuntos de lavas y brechas submarinas atravesados por una densa red filoniana y por intrusiones de carácter subvolcánico. Sobre ellos se asientan los edificios subaéreos correspondientes al estadio de escudo volcánico, que están formados por potentes apilamientos de coladas y piroclastos básicos y constituyen las denominadas series antiguas de la literatura geológica de las islas Canarias.

Estos edificios volcánicos tienen edades diferentes, y se observa que sus edades son progresivamente más jóvenes hacia el oeste (Fuerteventura 21 ma; Lanzarote y Gran Canaria 14,5 ma; Tenerife 11,6 ma, La Gomera 11 ma, La Palma 1,8 ma y El Hierro 1,2 ma).

En las islas de Gran Canaria y Tenerife, sobre los edificios basálticos antiguos se han implantado grandes edificios centrales (Tejeda, Roque Nublo, las Cañadas y Teide) que han emitido importantes volúmenes de traquitas y fonolitas. Estas erupciones

sálicas han sido con frecuencia de carácter explosivo y han originado depósitos ignimbríticos, a veces de gran volumen, que están relacionados con la formación de las Calderas de Tejeda y las Cañadas.

En el resto de las islas el vulcanismo sálico no es tan importante aunque pueden encontrarse edificios notables como la Montaña de Tindaya en Fuerteventura y diversos domos y pitones en La Gomera.

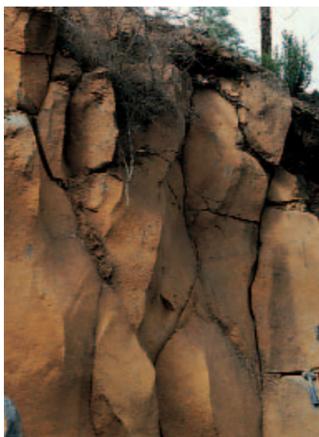
Aparte de la actividad volcánica referida, se encuentra en las islas un gran número de centros de emisión periféricos de carácter puntual o fisural que tienen una amplia dispersión en el espacio y en el tiempo. Estos centros de emisión son principalmente de carácter basáltico o traquibasáltico, y entre ellos se encuentran la gran mayoría de erupciones históricas y recientes: Taoro, 1430; Siete Fuentes, 1704; Fasnía, 1705; Arenas Negras, 1705; Garachico, 1706; Chahorra, 1798 y Chinyero, 1909 en Tenerife; Montañas del Fuego en Lanzarote, 1730-1736 y Teneguía en La Palma, 1971.

Entre los centros de emisión periféricos se encuentran también algunos importantes edificios sálicos como la Montaña de Guaza y el maar de la Caldera del Rey en el sur de Tenerife, cuyas edades son contemporáneas con el funcionamiento del edificio de las Cañadas.

Un proceso de gran trascendencia en la evolución morfológica y estructural de las islas Canarias corresponde a los grandes deslizamientos ocasionados por el desequilibrio gravitacional, debido a la importante acumulación de materiales y al fuerte relieve generado en el crecimiento de los grandes edificios volcánicos. Estos hechos determinan que se produzca el desplome de determinados sectores de los edificios y se formen grandes valles como los de La Orotava, Güímar e Icod de los Vinos, en Tenerife, o calderas y cicatrices arqueadas como las de Taburiente, en La Palma, parte de la de las Cañadas en Tenerife, y el arco del Golfo en El Hierro.

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LAS ERUPCIONES RECIENTES EN CANARIAS

Tipo de volcán	Duración/Superficie cubierta por coladas	Precusores	Localización preferente
Basáltico/monogenético* Conos estrombolianos y coladas**	Pocas semanas* 3-8 km ² *	Sismicidad: días*	Ejes vulcano-tectónicos y campos volcánicos holocenos en todas las islas*
<i>Excepciones</i>			
* Estratovolcán Teide	* Timanfaya: años 200 km ²	* No siempre	* Gomera: sin actividad reciente
** Eventos freatomagmáticos			
<i>Observaciones</i>			
Bocas eruptivas frecuentemente alineadas sobre fisuras	Volumen de lava emitido: Timanfaya 1 km ³ Resto erupciones históricas: 0.3 km ³	Sin registro instrumental salvo en el volcán Teneguía (La Palma, 1971)	Sin datos sobre posibles erupciones submarinas



Disyunción columnar en colada de basaltos olivínicos en las laderas septentrionales del edificio Cañadas (Tenerife)



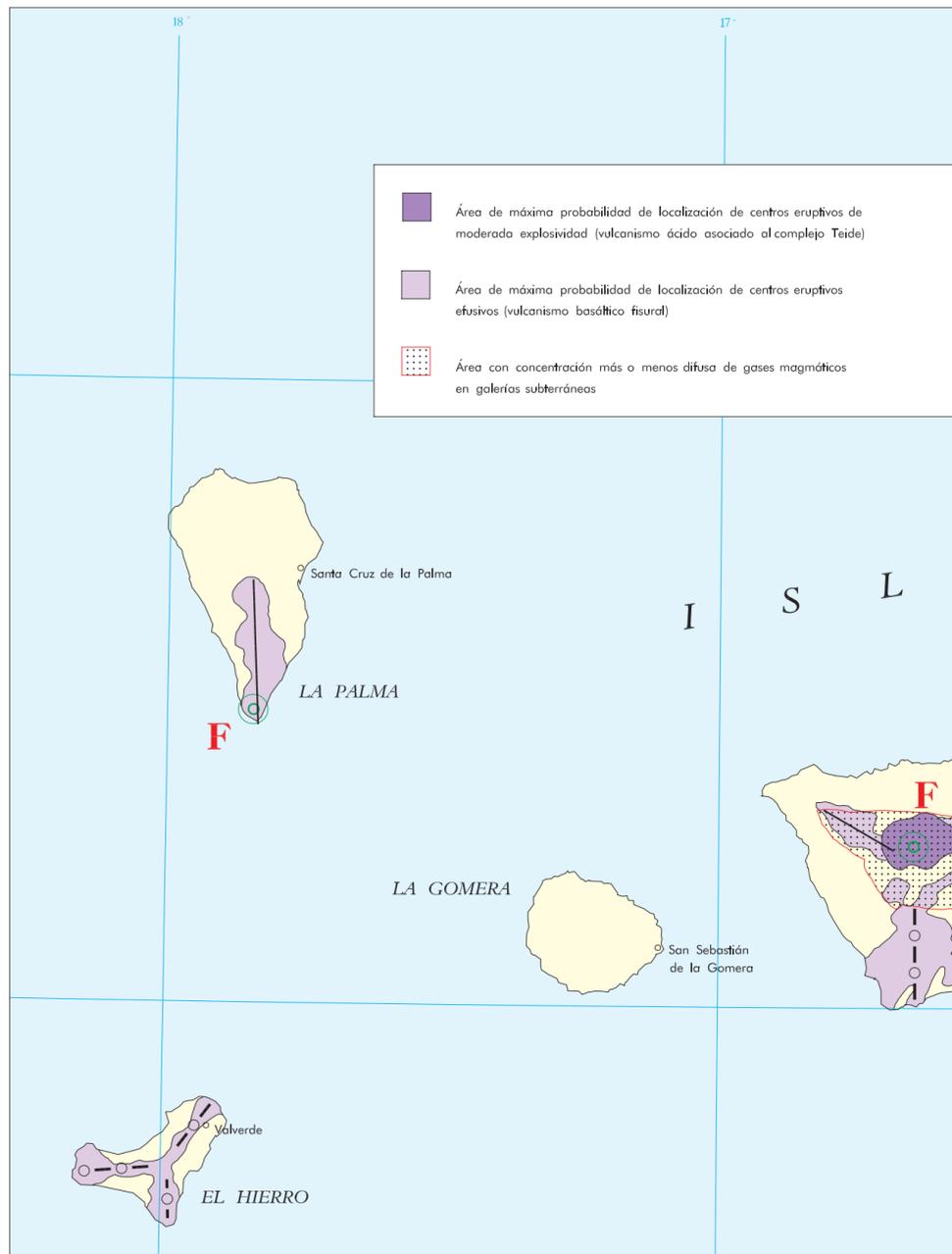
Al fondo, relieve de las planchas fonolíticas de la montaña de Guajara. En primer término, tobas fonolíticas de colores blanquecinos de la unidad de Ucanca. (Pared de la Caldera de las Cañadas, Tenerife)



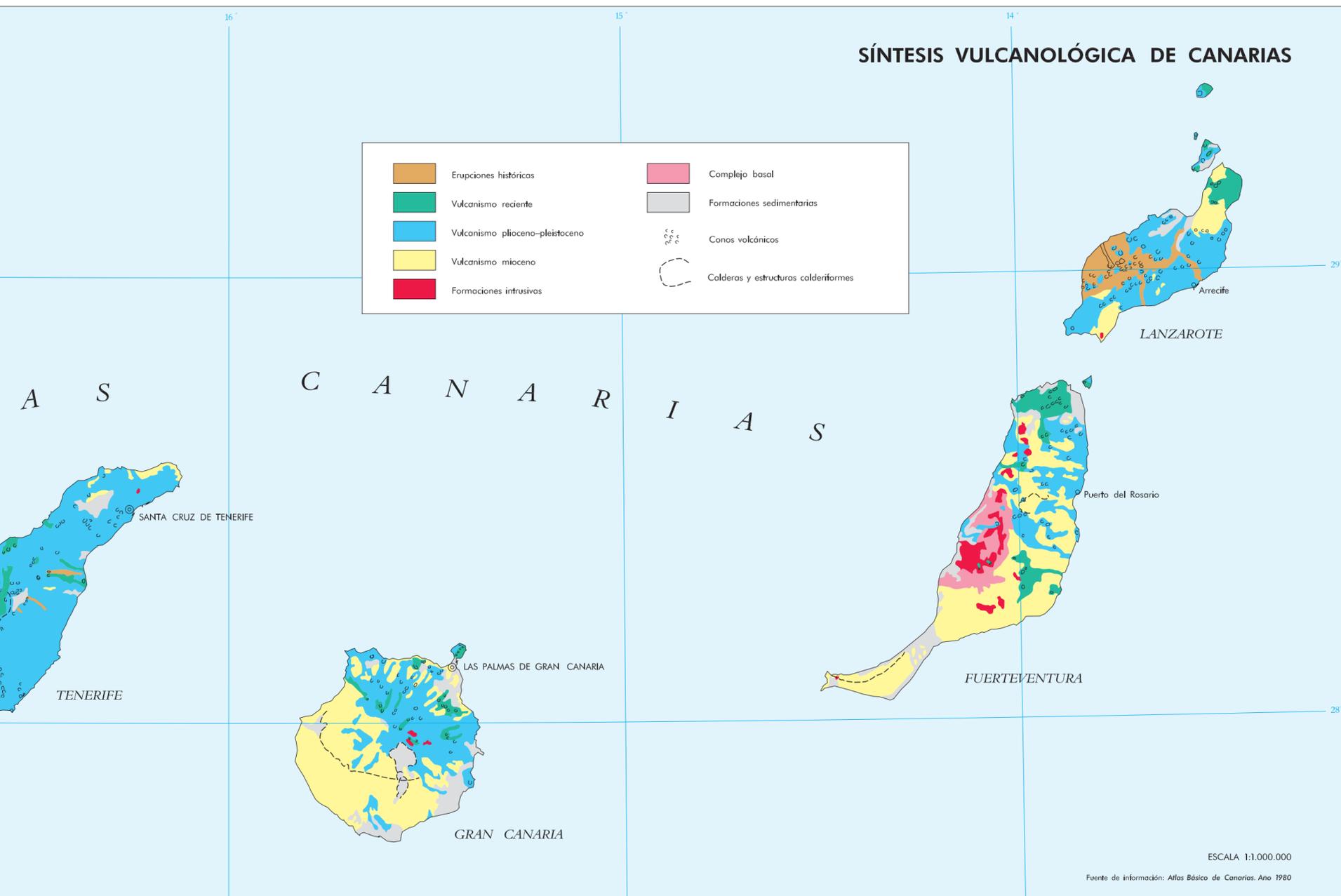
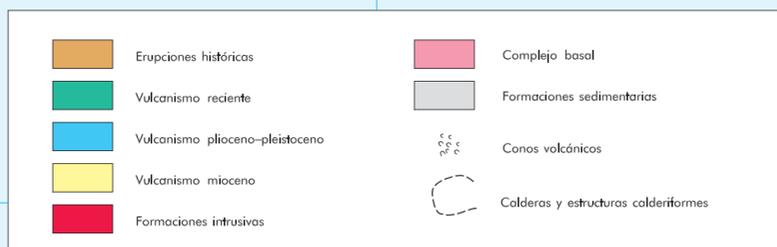
Conos de escorias basálticas sobre la plataforma del valle de Güímar (Tenerife)



Depósitos de lapilli de un cono volcánico degradado cortados por diques de basalto (zona de la Dorsal, Tenerife)



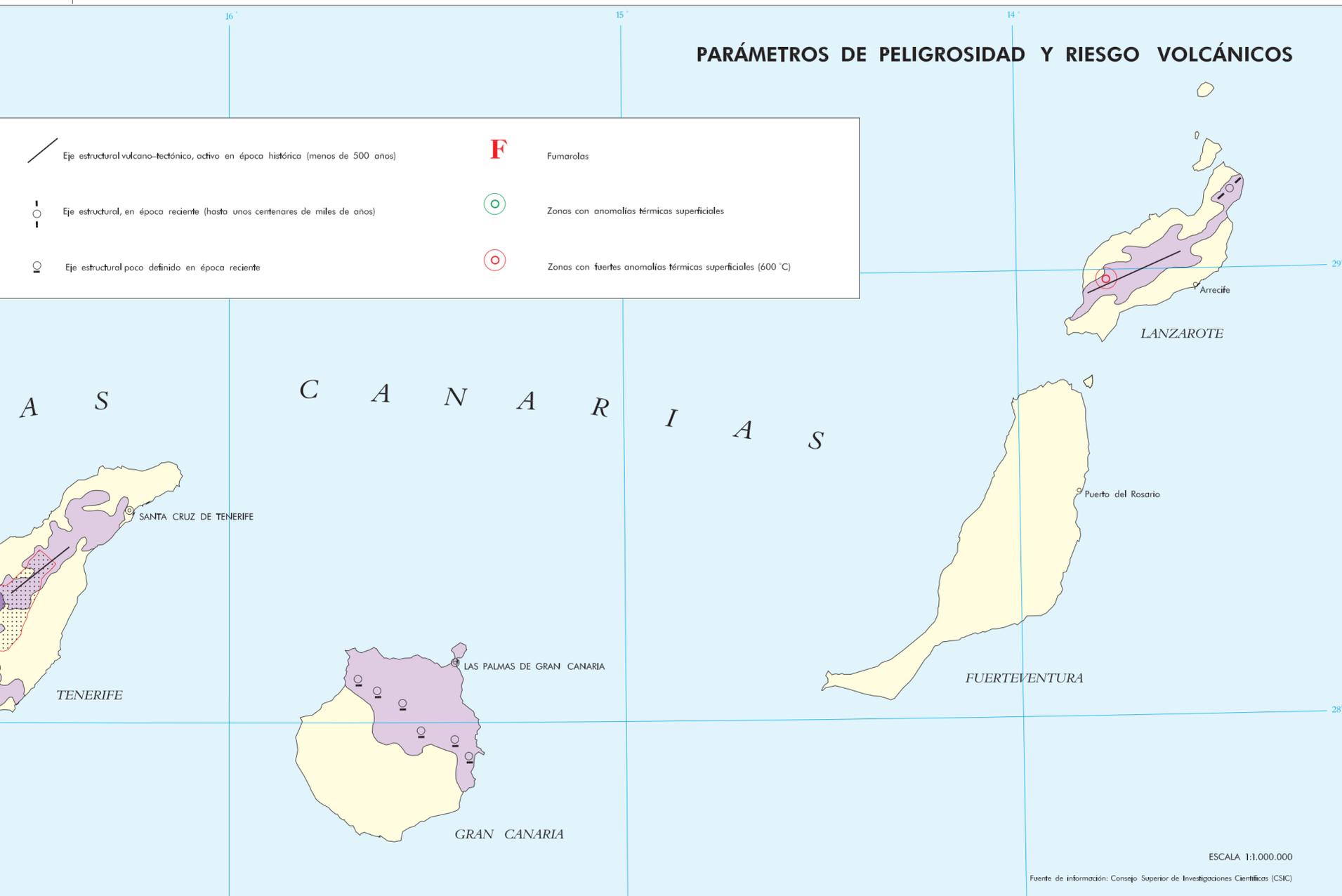
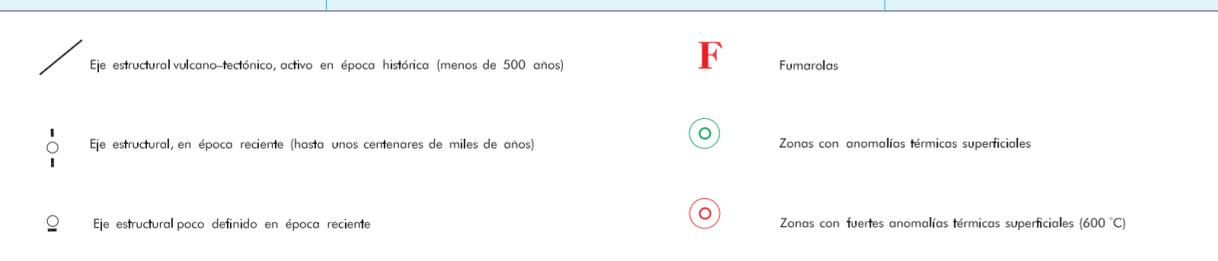
SÍNTESIS VULCANOLÓGICA DE CANARIAS



ESCALA 1:1.000.000

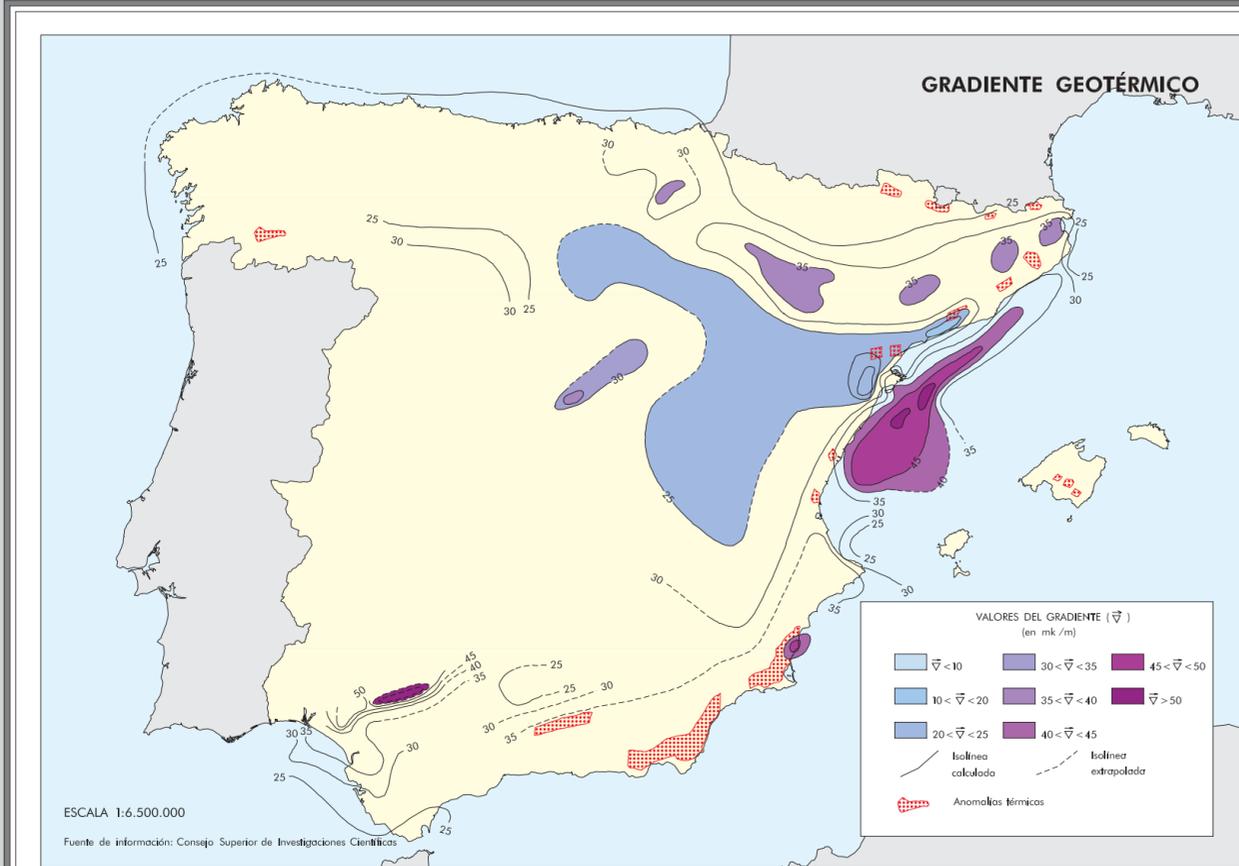
Fuente de información: Atlas Básico de Canarias. Año 1980

PARÁMETROS DE PELIGROSIDAD Y RIESGO VOLCÁNICOS



ESCALA 1:1.000.000

Fuente de información: Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)

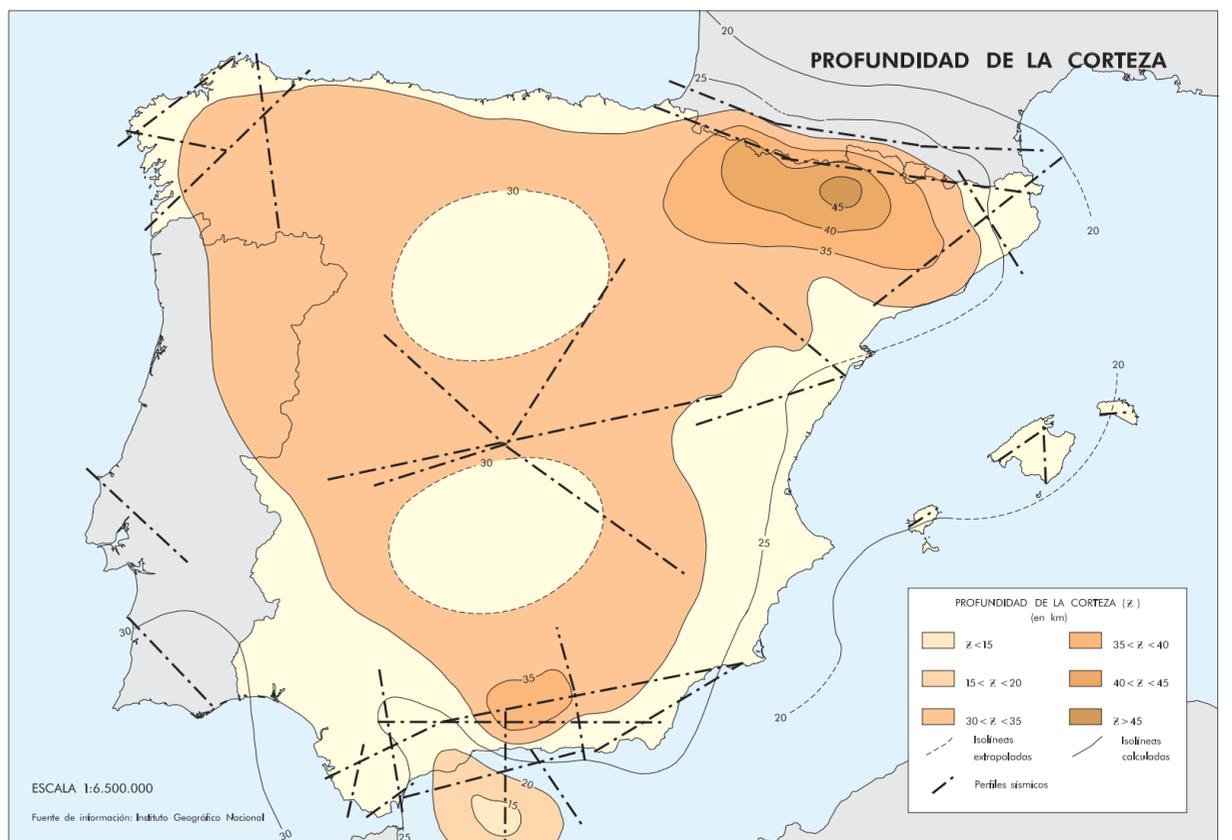


FLUJO GEOTÉRMICO

El estudio del flujo de calor que procede del interior de la Tierra permite establecer el balance calorífico y así determinar los gradientes de calentamiento con la profundidad. En una Tierra en equilibrio adiabático gravitacional (cuando el origen del calentamiento es únicamente por el aumento de presión debido al peso del material), el gradiente es muy inferior al observado en las determinaciones experimentales en superficie (30 °K/km). Este hecho conlleva necesariamente a la consideración de fuentes de calor adicionales generalmente instaladas en la corteza y manto superior y que junto con aquellas de carácter volcánico proporcionan el calor adicional necesario para conseguir gradientes semejantes a los observados en la superficie. Estas fuentes de calor son generalmente de origen radiactivo, lo que produce, debido a las diferencias en espesor de la litosfera, mayores concentraciones de elementos radiactivos en la corteza continental.

ESPESOR DE LA CORTEZA

La corteza terrestre, como expresión de la superficie terrestre, refleja en su espesor la orogenia que se ha producido en ella. El estudio del espesor y velocidad del material de la corteza constituye una actividad investigadora básica que permite establecer los procesos dinámicos que se han producido sobre ella. La técnica generalmente utilizada es la de perfiles sísmicos profundos realizados con explosiones controladas y observación con sismógrafos sobre líneas de varios cientos de kilómetros. Los perfiles, tanto en tierra como marinos realizados hasta la fecha, han arrojado datos que permiten evaluar la topografía de la base cortical en la península ibérica y áreas oceánicas adyacentes.



SÍNTESIS SISMOTECTÓNICA

La península ibérica, según se deduce de las aportaciones de los distintos campos de la Geofísica, se sitúa en el extremo sur de la placa euroasiática que se prolonga desde la dorsal centroatlántica e islas Azores hasta la gran falla que a través del norte de África sirve de límite de contacto con la placa africana. Existen además otras fallas asociadas a ella que permiten un movimiento general dextral con una componente de presión NO-SE en la zona de la península ibérica. Es, pues, una zona de colisión continental que se traduce en una gran variedad de fallas complementarias con esta principal, haciendo del estudio del movimiento un problema complicado que requiere una gran investigación geofísica en la zona.



INSTITUTO GEOGRÁFICO NACIONAL ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

Director General
ALBERTO SERENO ÁLVAREZ

Subdirector General de Aplicaciones Geográficas
SEBASTIÁN MAS MAYORAL

Jefe del Área de Cartografía Temática y Atlas Nacional - Director del Proyecto
FERNANDO ARANAZ DEL RÍO
(hasta 1 de diciembre de 2003)

JOSÉ MARÍA GARCÍA-COUREL Y DE MENDOZA
(desde 1 de diciembre de 2003)

Coordinación General

ALFREDO DEL CAMPO GARCÍA

Coordinación y Redacción Cartográfica	Equipo de Redacción	Producción General	Revisión de textos y toponimia	
DIEGO GÓMEZ SÁNCHEZ	M ^ª RESURRECCIÓN ANTÓN ANTÓN JOSÉ ANTONIO CHAPINAL ANDALUZ ÁNGEL GIL ALONSO FERNANDO NAVEIRAS GARCÍA CRISTINA RUEDA CONDE	LAURA CARRASCO PÉREZ DIEGO GÓMEZ SÁNCHEZ	TERESA ALBERT FERNÁNDEZ	
Diseño Gráfico	Presentación Multimedia	Operador Cartográfico	Edición y Trazado	Servicio de Talleres Cartográficos
MANUEL AVENDAÑO LAYUNTA LAURA CARRASCO PÉREZ RAMÓN ORS IRIARTE DAVID TAPIADOR ESCOBAR ALFONSO DE TOMÁS GARGANTILLA	ALFONSO DE TOMÁS GARGANTILLA	ÍÑIGO RINCÓN JIMÉNEZ-MOMEDIANO	TORCUATO RIVAS VEGA	CARLOS CIRUELOS GUIJARRO

COORDINACIÓN CIENTÍFICA

JOSÉ MANUEL MARTÍNEZ SOLARES
Jefe del Área de Geofísica
Instituto Geográfico Nacional (IGN)

COLABORADORES CIENTÍFICOS

VICENTE ARAÑA SAAVEDRA (CSIC)	ORESTES GARCÍA RODRÍGUEZ (IGN)	GREGORIO PASCUAL SANTAMARÍA (DGPCE)
ENRIQUE BANDA TARRADELLAS (CSIC)	CARLOS LÓPEZ CASADO (UG)	ENRIQUE RODRÍGUEZ PUJOL (IGN)
FÉLIX BELLIDO MULAS (IGME)	CARMEN LÓPEZ MORENO (IGN)	JUAN RUEDA NÚÑEZ (IGN)
ELISA BUFORN PEIRÓ (UCM)	VÍCTOR MANUEL MARÍN MARTÍNEZ (IGN)	CARLOS SANZ DE GALDEANO (CSIC)
JUAN CARLOS CARRACEDO GÓMEZ (CSIC)	ANTONIO JESÚS MARTÍN MARTÍN (IGN)	ISABEL SOCÍAS GIL-MONTANER (IGN)
EMILIO CARREÑO HERRERO (IGN)	LUIS MENDES VICTOR (UL)	AGUSTÍN UDÍAS VALLINA (UCM)
DIEGO CÓRDOBA BARBA (UCM)	JAVIER MERINO DEL RÍO (IGN)	RAMÓN VEGAS MARTÍNEZ (UCM)
JUAN JOSÉ DAÑOBEITIA CANALES (CSIC)	JULIO MEZCUA RODRÍGUEZ (IGN)	RICARDO VIEIRA DÍAZ (CSIC)
ANTONIO ESTÉVEZ RUBIO (UA)	J.M. MIRANDA (UL)	

ORGANISMOS E INSTITUCIONES PARTICIPANTES

Museo Natural de Ciencias Naturales. Centro Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I. Universidad Complutense de Madrid (UCM)
Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid (UCM)
Instituto de Astronomía y Geodesia. Universidad Complutense de Madrid (UCM) y Centro Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)
Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera". Centro Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)
Instituto de Productos Naturales y Agrobiología de Canarias. Centro Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)
Departamento de Física Teórica y del Cosmos. Universidad de Granada (UG)
Departamento de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente. Universidad de Alicante (UA)
Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Centro Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)
Dirección General de Protección Civil y Emergencias (DGPCE)
Instituto Geológico y Minero de España (IGME)
Centro de Geofísica de la Universidad de Lisboa (UL)

ATLAS NACIONAL DE ESPAÑA

- 1 Presentación, introducción e índice

SECCIÓN I

INFORMACIÓN GENERAL BÁSICA

- 2 Referencias generales (2ª edición)
- 3a } Referencias cartográficas
- 3b } Tablas de datos geográficos
- 3c } Imagen y paisaje
- 4 Referencias históricas

SECCIÓN II

EL MEDIO TERRESTRE

- 5 } Geología (2ª edición)
- 6 } Relieve
- 7 Edafología
- 8 Geofísica
- 9 Climatología
- 10 Hidrología
- 11 } Biogeografía, flora y fauna
- 12 } Espacios naturales protegidos

SECCIÓN III

EL MEDIO MARINO

- 13 El medio marino

SECCIÓN IV

INFORMACIÓN DEMOGRÁFICA

- 14a Información demográfica
- 14b Potenciales demográficos

SECCIÓN V

OCUPACIÓN DEL TERRITORIO Actividades económicas básicas

- 15 Ocupación del territorio y urbanismo
- 16 Minería
- 17 Agricultura, ganadería, selvicultura y pesca (2ª edición)

SECCIÓN VI

ACTIVIDADES INDUSTRIALES

- 18 Energía (2ª edición)
- 19 } Sector Industria. (2ª edición)
Datos generales
- 20 } Sector Industria.
Datos sectoriales
- 21 Construcción, obras públicas y edificación

SECCIÓN VII

TRANSPORTES Y COMUNICACIÓN

- 22 Transporte por carretera
- 23 Transporte por ferrocarril
- 24 Transporte aéreo
- 25 Transporte marítimo
- 26 I Transporte urbano
- 26 II y otros medios de transporte
- 27 Comunicaciones

SECCIÓN VIII

COMERCIO Y FINANZAS

- 28 Actividades empresariales
- 29 Comercio interior
- 30 Comercio exterior
- 31 Finanzas y hacienda (2ª edición)

SECCIÓN IX

OTRAS ACTIVIDADES Y SERVICIOS

- 32 Organización del Estado (3ª edición)
(Tiene versión en CD-ROM)
- 33 Turismo
- 34 Sanidad
- 35 Educación y Ciencia
- 36a Arte y Cultura
- 36b Deportes
- 37 Trabajo, Seguridad Social y Servicios Sociales
- 38 Defensa, Seguridad y Justicia

SECCIÓN X

PROBLEMAS MEDIOAMBIENTALES

- 39 Problemas medioambientales (2ª edición)

SECCIÓN XI

EL CONOCIMIENTO DEL TERRITORIO

- 40 El conocimiento del territorio:
El Instituto Geográfico Nacional (2ª edición)
- 41 El conocimiento del territorio:
Otros organismos oficiales

SECCIÓN XII

INFORMACIÓN SOCIOLÓGICA

- 42 Sociología familiar
- 43 Sociología laboral
- 44 Sociología cultural
- 45 Sociología electoral

SECCIÓN XIII

SÍNTESIS GENERAL

- 46 Índice toponímico
- 47 Índices generales



COMERCIALIZA:
Centro Nacional de Información Geográfica

General Ibáñez de Ibero, 3
28003 MADRID

Información General Tel. 91 597 95 14
Fax 91 553 29 13

Venta de Publicaciones Tel. 91 597 96 44
Fax 91 535 25 91

<http://www.cnig.es>

E-mail: consulta@cnig.es

Servicios Regionales y Centros Provinciales

