

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CARTOGRÁFICA,
GEODESIA Y FOTOGRAMETRÍA



MONITORIZACIÓN DE FENÓMENOS
GEODINÁMICOS APLICANDO TÉCNICAS GNSS

TESIS DOCTORAL

Marzo 2014

Autor: Alberto Antón Merino

Directores: Dr. José Luis Berné Valero

Dra. Natalia Garrido Villén

Vas hacia el camino, y si no cuidas tus pasos no sabes hacia dónde te arrastrarán.

Bilbo Bolsón

Agradecimientos

En primer lugar gracias a Natalia, por su apoyo incondicional, ideas, críticas y su ayuda, sin la cual todo esto no tendría sentido.

Todo mi agradecimiento para mi codirector de Tesis, José Luis Berné, por sus ideas, material, consejos, y por compartir conmigo su gran experiencia investigadora.

Gracias a Joel, Isis y Axel, que han compartido a su padre con este trabajo.

Resumen

La Tierra es un planeta en continua transformación. Si retrocediéramos en el tiempo 1500 millones de años no reconoceríamos ningún rasgo actual en su superficie, ni montañas, ni cuencas oceánicas, ni posiciones relativas de los continentes. Por el contrario, si pudiéramos mirar la Luna con un telescopio que nos mostrara cómo era hace 1500 millones de años, observaríamos que su superficie, salvo algunos nuevos cráteres, no ha variado. Esto es debido a que la Tierra, al contrario que la Luna, aún no se ha enfriado y se mantiene geológicamente activa y en continuo movimiento.

En esta tesis doctoral se ha tratado de validar las técnicas GNSS como herramienta fundamental en estudios de geodinámica interna, orientando la investigación hacia la búsqueda de precursores en el ámbito de la sismología y vulcanología.

Para poner en práctica la utilidad de dichas técnicas, se han realizado investigaciones geodinámicas aisladas publicadas en diversos medios:

- Desplazamiento de estaciones permanentes GNSS en función de la distancia al epicentro, a consecuencia del terremoto de Japón del 11 de marzo de 2011. Publicado en *Survey Review*. Mayo 2013.
- Estudio de los desplazamientos producidos por el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. *Topcart* Octubre 2012.
- Estudio de los desplazamientos permanentes de placas mediante técnicas GNSS, debidos al terremoto de Turquía del 23 de octubre de 2011. Publicado en *Mapping*. Diciembre 2013.
- Estudio de los desplazamientos del terreno producidos por la erupción submarina de El Hierro de octubre de 2011 mediante técnicas GNSS. En revisión
- Estudio de la subsidencia en Lorca, Murcia (España), mediante técnicas GNSS. En revisión.
- Estudio básico de los desplazamientos de las fallas activas en la cordillera Bética oriental, mediante técnicas GNSS. En revisión.

Resum

La Terra és un planeta en contínua transformació. Si retrocedírem en el temps 1500 milions d'anys, no reconeixeríem cap tret actual en la seua superfície, ni muntanyes, ni conques oceàniques, ni posicions relatives dels continents. Al contrari, si poguérem mirar la Lluna amb un telescopi que ens mostrara com era fa 1500 milions d'anys, observariem que la seua superfície, excepte alguns nous cràters, no ha variat. Açò és degut al fet que la Terra, al contrari que la Lluna, encara no s'ha refredat i es manté geològicament activa i en continu moviment.

En este treball s'ha tractat de validar les tècniques GNSS com a ferramenta fonamental en estudis de geodinàmica interna, orientant la investigació cap a la busca de precursors en l'àmbit de la sismologia i vulcanologia.

Per a posar en pràctica la utilitat de dites tècniques, s'han realitzat investigacions geodinàmiques aïllades publicades en diversos mitjans:

- Desplaçament d'estacions permanents GNSS en funció de la distància a l'epicentre, a conseqüència del terratrèmol de Japó de l'11 de març de 2011. Publicat en *Survey Review*. Maig 2013.
- Estudi dels desplaçaments produïts pel terratrèmol de Lorca de l'11 de maig de 2011. *Topcart* Octubre 2012.
- Estudi dels desplaçaments permanents de plaques per mitjà de tècniques GNSS, deguts al terratrèmol de Turquia del 23 d'octubre de 2011. Publicat en *Mapping*. Desembre 2013.
- Estudi dels desplaçaments del terreny produïts per l'erupció submarina d'El Hierro d'octubre de 2011 per mitjà de tècniques GNSS. En revisió
- Estudi de la subsidència en Lorca, Murcia (Espanya), per mitjà de tècniques GNSS. En revisió.
- Estudi bàsic dels desplaçaments de les falles actives en la serralada Bètica oriental, per mitjà de tècniques GNSS. En revisió.

Abstract

Planet Earth is in continuous transformation. If we could move back in time 1.5 billion years we would not recognize any current feature on its surface, no mountains, no ocean basins, and relative positions of the continents. By contrast, if we look at the Moon with a telescope to show us how was 1500 million years ago, we would observe its surface, except for some new craters, has not changed. This is because the Earth, Moon unlike, not yet cooled and geologically remains active and in continuous movement.

This paper has attempted to validate GNSS techniques as a fundamental tool in internal geodynamic studies, directing research toward finding precursors in the field of seismology and volcanology.

To implement the utility of such techniques, there have been isolated geodynamic investigations published in various media:

- Displacement of GNSS permanent stations depending on the distance to the epicentre due to Japan's earthquake on 11 March 2011. Published in Survey review May 2013.
- Study of displacements produced by Lorca earthquake on 11 May 2011. Topcart October 2012.
- Study of permanent plate displacement by GNSS techniques, due to the earthquake in Turkey on October 23, 2011. Published in Mapping December 2013.
- Study of ground displacement produced by El Hierro submarine eruption on October 2011 through GNSS techniques. In revision.
- Study of land subsidence in Lorca, Murcia (Spain), by GNSS techniques. In revision.
- Basic study of active fault displacements in eastern Betic Cordillera, by GNSS techniques. In revision.

1 Índice

Agradecimientos	3
Resumen	5
Resum	7
Abstract.....	9
1 Índice	11
2 Objetivo de la investigación	15
3 Introducción.....	17
3.1 Introducción a la Geodesia Espacial	17
3.1.1 Concepto	17
3.1.2 Historia.....	17
3.2 Introducción a la monitorización de fenómenos geodinámicos mediante técnicas GNSS.....	26
3.2.1 Introducción a la geodinámica interna de la Tierra	26
3.2.2 Sistemas geodésicos de referencia.....	38
3.2.3 Técnicas más utilizadas	60
3.2.4 Redes de estaciones permanentes.....	100
3.2.5 Estado del arte.....	102
4 Estudios realizados	125
4.1 Desplazamiento de estaciones permanentes GNSS en función de la distancia al epicentro, a consecuencia del terremoto de Japón del 11 de marzo de 2011	126
4.1.1 Introducción	126
4.1.2 Objetivo de la investigación.....	129
4.1.3 Antecedentes.....	129
4.1.4 Marco geoestructural	130
4.1.5 Metodología	132
4.1.6 Resultados obtenidos	134

4.1.7	Conclusiones	139
4.2	Estudio de los desplazamientos producidos por el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011	142
4.2.1	Introducción	142
4.2.2	Antecedentes	143
4.2.3	Marco geoestructural	146
4.2.4	Metodología utilizada	151
4.2.5	Resultados obtenidos	153
4.2.6	Conclusiones y recomendaciones	154
4.3	Estudio de los desplazamientos permanentes de placas mediante técnicas GNSS, debidos al terremoto de Turquía del 23 de octubre de 2011 156	
4.3.1	Introducción	156
4.3.2	Marco geoestructural	159
4.3.3	Metodología	160
4.3.4	Resultados	164
4.3.5	Conclusiones	169
4.4	Estudio de los desplazamientos del terreno producidos por la erupción submarina de El Hierro de octubre de 2011 mediante técnicas GNSS 170	
4.4.1	Introducción	170
4.4.2	Marco geoestructural	173
4.4.3	Métodos	176
4.4.4	Discusión y conclusiones	183
4.5	Estudio de la subsidencia en Lorca, Murcia (España), mediante técnicas GNSS	185
4.5.1	Introducción	185
4.5.2	Antecedentes	186
4.5.3	Datos y metodología	188
4.5.4	Observaciones de campo	199
4.5.5	Discusión y conclusiones	199

4.6	Estudio básico de los desplazamientos de las fallas activas en la cordillera Bética oriental, mediante técnicas GNSS	202
4.6.1	Introducción	202
4.6.2	Marco geoestructural	203
4.6.3	Metodología utilizada.....	205
4.6.4	Datos de partida	205
4.6.5	Marco temporal.....	207
4.6.6	Procesamiento de los datos	207
4.6.7	Resultados obtenidos	207
4.6.8	Conclusiones y recomendaciones.....	216
5	Conclusiones.....	219
6	Líneas futuras.....	221
7	Bibliografía	223

2 Objetivo de la investigación

De acuerdo con la UNFPA (United Nations Population Fund), siete mil millones de personas habitaban la Tierra el 31 de octubre de 2011. Aproximadamente una de cada dos personas vive en una ciudad, y en tan sólo 35 años, esta cifra habrá aumentado a dos de cada tres personas. En 2011 más de la mitad de la población mundial vivirá en zonas urbanas y en 2030, los pueblos y ciudades albergarán a casi 5000 millones de personas (United Nations Population Fund, 2011).

Según el CRED (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters), el 60 por ciento de las muertes humanas causadas por los desastres naturales en la última década se debieron a terremotos, dado que ocho de las ciudades más pobladas del planeta están construidas sobre fallas tectónicas. Estas ciudades son: Katmandú, Nepal; Estambul, Turquía; Manila, Filipinas; Jakarta, Indonesia; Tokio, Japón; México DF, México; Nueva Delhi, India; Nueva York, EE.UU.; Vancouver, Canadá; Shanghai, China y Los Ángeles, California, EE.UU. (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 2010).

Por otro lado, los riesgos producidos por otros fenómenos geológicos como erupciones volcánicas, subsidencias o deslizamientos, aunque hayan sido algunas veces subestimados, también albergan potenciales efectos devastadores. Valga como ejemplo el veloz y continuo crecimiento de las poblaciones que viven en áreas de actividad volcánica, que a finales del siglo XX llegaron a los 500 millones de personas (Baxter, 2000).

A nivel nacional el reciente terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011, con una magnitud de 5,1 Mw, 9 víctimas mortales y grandes daños materiales, supone un claro ejemplo sobre el gran esfuerzo que aún queda por hacer en este campo de investigación. Concretamente, para este evento sísmico se barajan varias causas sin que hasta ahora haya consenso entre la comunidad científica sobre su origen. En esta tesis se realizan dos estudios encaminados a aportar algunos resultados sobre la compleja geodinámica de la zona en la que se produjo el terremoto.

Partiendo de estas premisas y siempre desde el punto de vista geodésico y cartográfico, se considera que es necesario seguir realizando esfuerzos para profundizar en el conocimiento de estos fenómenos, sobre todo en lo que concierne a su predicción, ya que esto redundaría en una reducción de víctimas y de daños materiales.

El objetivo de esta tesis consiste entonces en el estudio geodésico, aplicando técnicas GNSS (Global Navigation Satellite System) de alta precisión, de fenómenos geodinámicos susceptibles de producir desastres naturales. Concretamente, se realizarán análisis de eventos sísmicos, erupciones volcánicas y subsidencias del terreno. En todos estos casos se estudiarán fundamentalmente los desplazamientos del terreno producidos antes, durante y después del fenómeno, para buscar signos pre-

2. Objetivo de la investigación

cursores, cuantificar los movimientos y proponer estrategias de monitorización para las zonas más sensibles.

3 Introducción

3.1 Introducción a la Geodesia Espacial

Siendo el objetivo de esta tesis el estudio de fenómenos geodinámicos aplicando técnicas GNSS, resulta lógico comenzar introduciendo la rama de la Geodesia alrededor de la cual se va a desarrollar el estudio.

Desde el momento en que el ser humano evoluciona hacia un animal racional, ha mostrado su interés por la Tierra. Los fenómenos naturales que le rodean condicionan su comportamiento y la necesidad de comprenderlos ha dado lugar, en un primer momento, a las más variadas supersticiones, mitos, ritos y cultos. La necesidad del ser humano de ubicarse o ubicar otros elementos y comunicar estas localizaciones a otros seres humanos puede decirse que fue el origen de las técnicas geodésicas.

3.1.1 Concepto

Etimológicamente la palabra Geodesia, del griego γηδαιω (divido la tierra), significa la medida de las dimensiones de la Tierra. En su acepción moderna también engloba el estudio del campo de gravedad. Concretamente, la Geodesia Espacial es una relativamente nueva rama de la Geodesia que trata principalmente con satélites artificiales cuya observación resulta más cómoda y precisa que la tradicional; aplica técnicas tridimensionales y resuelve todos los problemas de la Geodesia tanto geométricos como dinámicos (Sevilla de Lerma, 2001).

3.1.2 Historia

Es sorprendente el grado de conocimiento alcanzado sobre determinados fenómenos naturales en culturas muy antiguas y cuyas evidencias para nosotros proceden del estudio de los monumentos que nos han llegado (Stonehenge en Inglaterra, la Gran Pirámide de Egipto, templos y ciudades Indias, de América Central, etc.). La mayoría de estos fenómenos están relacionados con la Tierra, el Sol o la Luna, no pudiéndose separar en la etapa inicial, la Geodesia de la Astronomía (Calero, 2003).

3.1.2.1 Desde los orígenes hasta la época romana

De las civilizaciones más antiguas no ha pervivido mucha documentación, no obstante quedan indicios de que en Sumeria, Egipto, China y la India se hicieron observaciones precisas, y aunque no se alcanzó un conocimiento profundo, si se adquirieron nociones básicas sobre los movimientos de la Tierra en el espacio (Calero, 2003).

En la civilización babilónica, como se puede ver en la Figura 3.1., se consideraba que la Tierra era un disco plano que flotaba en el océano y en cuyo centro se encontraba Babilonia.

De la civilización egipcia resulta relevante la extraordinaria precisión en la orientación de algunos monumentos con respecto a los puntos cardinales, hecho que resulta especialmente admirable en las pirámides de Keops y Kefren con unas desviaciones menores a 3'.



Figura 3.1. Reproducción de una tablilla babilónica del 500 a.C. donde aparece al pie un mapa del mundo. Biblioteca del Congreso E.E.U.U.

En el periodo griego, fue Pitágoras (582-500 a.C.), el primer humano que se conoce que admitiera la idea de la esfericidad de la Tierra. Siglos más tarde, Aristóteles (384-322 a.C.), dedujo que su forma debía ser esférica al ver la sombra que producía la Tierra sobre la Luna en los eclipses. Un siglo después, Eratóstenes (284-192 a.C.), fue el primer ser humano que desarrolló un método científico para determinar el radio de la Tierra (Millán Gamboa, 2006). Se le puede considerar el fundador de la Geodesia.

Hacia el año 46 a.C., Julio César, con la ayuda del astrónomo Sosígenes de Alejandría, fija en 365,25 la duración del año y establece el Calendario Juliano, que hoy todavía utilizan las iglesias ortodoxas griegas y rusas.

3.1.2.2 La edad media

Las teorías aristotélicas tuvieron una gran influencia la Edad Media en Europa. Se admitía la esfericidad de la Tierra, pero se explicaba muy mal. Se suponía la Tierra cubierta de agua excepto la parte habitada (ecumene). La historia de esos siglos está salpicada de avances, descubrimientos de matemáticos y astrónomos que no dejan de considerar los problemas geodésicos en sus trabajos; un resumen de los conocimientos matemáticos es realizado por el geómetra Pappus (400).

Es de destacar la medida del arco de meridiano realizada por el monje budista chino I Hsing en el año 727.

Las aportaciones árabes a la Geodesia son muy reducidas, aunque merecen destacarse las expediciones organizadas en las llanuras de Palmira y Zinjar, cerca de Bagdad y Al Raqqah por el califa Al-Mamún (786-833), hijo del Haroun al-

Raschid, (830) para determinar la longitud del grado, y los trabajos del matemático Al-Khwarizmi que publicó un mapa del mundo conocido y determinó el radio de la Tierra, además de introducir en las matemáticas los numerales hindúes 1,2,... y de cuyo nombre se tomó la palabra algoritmo tantas veces usada después.

El astrónomo Al-Battani (858-929) hacia el año 900 publica un tratado de Geografía dando las posiciones de las principales ciudades; sirviéndose de la trigonometría publica tablas astronómicas de uso común. Los astrónomos árabes Aboul Wefa y Ben Younis recalculan las constantes astronómicas y Alhazen (966-1039) escribe un tratado de óptica. En 1154, en Sicilia, aparece la gran compilación de Geografía Universal de Idrisi (1098-1166).

Las primitivas enseñanzas griegas, de maestros de la categoría de Pitágoras, Eudoxio, Aristóteles, Eratóstenes, Hiparco y Tolomeo, entre otros, sobreviven gracias a la civilización árabe, y en el siglo XII, a través de España, llegan a Europa en las traducciones al latín hechas en el reinado de Alfonso X de Castilla.

Un caso digno de mención es el de Roger Bacon (1214-1294), creador de la óptica, estudioso de la refracción y las mareas terrestres.

3.1.2.3 Siglos XV y XVI

Estos dos siglos coinciden con el periodo del Renacimiento en Europa Occidental y se caracterizan, entre otros aspectos, por las grandes exploraciones. Este hecho propició que se formaran grandes escuelas de cartógrafos, quienes con los conocimientos, muchas veces imprecisos, aportados por la Geodesia confeccionaron gran cantidad de mapas. El cartógrafo por excelencia de esta época, cuyos mapas satisfacían las necesidades de la navegación, fue el flamenco Gerhard Kaufmann (1512-1594) más conocido por Mercator.

Hasta finales del siglo XV no aparecen en Europa nuevas ideas en el terreno de la Geodesia o de la Astronomía. Quizá deba recordarse al cardenal alemán Nicolás de Cusa (1401-1464) que se hizo famoso por su idea del Universo infinito y que estudió el movimiento diurno de la Tierra. Otros como Peurbach (1423-1461), Waltherus (1430-1504) y Regiomontano (1436-1476) hicieron algunos intentos para evolucionar las ideas, y Leonardo da Vinci (1452)-1519), además de un artista confirmado, fue un buen científico, sugiriendo ya ideas sobre la isostasia y las mareas terrestres.

El gran astrónomo de esta época es Nicolás Copérnico (1473-1543) quien en su obra "De Revolutionibus Orbium Coelestium" de 1543 desarrolla la teoría heliocéntrica del sistema solar, que vino a revolucionar el pensamiento de la época anclado en las ideas aristotélicas; se entablaron duras polémicas y se logró indirectamente que la atención de los astrónomos y geodestas se dirigiese por este camino. Proliferaron las observaciones, se construyeron observatorios y en general la Astronomía

tuvo el apoyo de gobiernos y particulares que de otra manera difícilmente se hubiese logrado. Naturalmente, la Geodesia y la navegación se beneficiaron enormemente



Figura 3.2. Mapa de Mercator. 1595 Cartografía que muestra la tierra imaginaria del Ártico. British Library's Mercator Atlas of Europe (c.1570)

de los resultados que se estaban obteniendo, pues pronto dispusieron de un mejor conocimiento de las posiciones de los cuerpos celestes indispensables para sus fines de posicionamiento y orientación. La teoría heliocéntrica pronto fue admitida por el mundo científico; la razón se imponía a la teología, aunque no sin grandes sacrificios. Kepler (1571-1630) además de descubrir las leyes del movimiento planetario, propuso un método para determinar el radio terrestre.

En cuanto a las medidas del arco de meridiano, cabe destacar que el médico francés Fernel (1485-1558) en 1525 midió la distancia entre París y Amiens con un cuadrante y contando las vueltas que daban las ruedas de su carruaje.

En cuanto a las medidas del arco de meridiano, cabe destacar que el médico francés Fernel (1485-1558) en 1525 midió

3.1.2.4 Siglos XVII y XVIII

En este periodo, las investigaciones y los avances geodésicos continúan, pero con unas bases mucho más científicas. Stevin (1548-1620) intuye la gravedad. Las medidas del arco continúan. En 1615 el holandés Snellius (1580-1626) realiza la primera triangulación precisa y estudia la refracción; midió un arco entre Bergen op Zoom y Alkmaar con una base cerca de Leyden. Este método, cuyos principios fueron desarrollados por Gemma Frisius en 1533, perduró hasta el siglo XX con las mejoras aportadas por los instrumentos de observación y medios de cálculo. También se efectúan mediciones en Inglaterra por Norwood (1590-1675) que en 1633 mide el arco entre Londres y York y en Italia por los jesuitas Riccioli (1598-1671) y Grimaldi usando por primera vez ángulos cenitales recíprocos en 1645. En España aparece, en 1615, un mapa de Aragón realizado por Juan Bautista de Labaña (1555-1625) en el que se utilizan triangulaciones para los levantamientos. En 1670 en Francia, el abad Picard (1620-1683) mejora los procedimientos de observación y midiendo por triangulación el arco de París entre Malvoisine (al sur de París) y Sourdon (al sur de Amiens) determina el radio terrestre. Su resultado (6275 Km. de

radio), fue de trascendental importancia pues sirvió a Newton (1642-1727) para calcular la distancia a la Luna, que venía dada en unidades del radio terrestre, y comprobar su ley de gravitación universal. La aplicación de la Ley de Newton a la teoría de figuras de equilibrio permitió concluir que la Tierra no era una esfera sino que debía ser un elipsoide de revolución achatado por los polos del eje de rotación. Fundamentalmente, Newton trata el problema de la figura de la Tierra en las proposiciones XVIII, XIX y XX de su obra “*Philosophiae naturalis principia mathematica*”, también en esta obra da la primera explicación correcta del fenómeno de las mareas y efectúa cálculos precisos de las mismas. Ya en 1672 Richer había observado que el péndulo astronómico es más lento en Cayena que en París, y Huygens, (1629-1695), el gran experto en relojes, utilizando el primer reloj de péndulo preciso, interpretó estas variaciones diciendo que la gravedad aumenta del ecuador a los polos porque la Tierra es aplanada.

Dominico Cassini (1625-1712), director del observatorio de París, observa que el planeta Júpiter aparece aplanado y deduce que la Tierra también debe serlo, pero no dice cómo. Los resultados de posteriores mediciones confirmaron las conclusiones de Cassini y Newton. Desde entonces la Tierra se considera, en segunda aproximación, como un elipsoide de dos ejes achatado por los polos del eje de rotación. El problema desde entonces es determinar las dimensiones de la Tierra obteniendo valores numéricos del semieje y del aplanamiento del elipsoide terrestre.

En 1742 Maclaurin (1698-1746), que había leído una tesis a los 17 años sobre “El poder de la gravedad”, estudiando las mareas, demuestra que el elipsoide de revolución aplanado puede ser una figura de equilibrio de una masa fluida y homogénea sometida a su propia gravitación y dotada de un movimiento de rotación, deduciendo la correspondiente ley de gravedad.

En 1743 Clairaut, que a los 18 años fue aceptado como miembro de la Academia Francesa, publica su “*Théorie de la figure de la Terre*” que puede considerarse como el origen de la Geodesia Dinámica.

En 1791 la “*Commission Général des Poids et Mesures*” adopta el sistema métrico decimal. El metro quedó definido en función de la longitud del meridiano terrestre. Para dar la longitud del metro Delambre (1749-1822) y Pedro Andrés Mechain (1744-1804) miden el meridiano de Francia entre Dunkerque y Perpignan.

Trabajos también importantes son los emprendidos por Lagrange (1736-1813), quien en 1788 publica la primera edición de su “*Méchanique Analytique*”, y obtiene las ecuaciones del movimiento del polo. En 1785 Legendre (1752-1833) introduce la noción de potencial y funda la teoría de funciones esféricas y en 1787 publica su memoria sobre observaciones trigonométricas donde aparece su famoso teorema de resolución plana de triángulos esféricos.

Desde el punto de vista práctico, Borda (1733-1799) perfecciona los instrumentos geodésicos con la introducción del círculo repetidor y realiza la unión geodésica Greenwich-París.

A partir de entonces, quedó demostrado que a partir de medidas de ángulos y distancias podían obtenerse posiciones de puntos sobre la superficie de la Tierra. Pronto proliferaron, debido principalmente a necesidades cartográficas con fines militares, civiles y de navegación, las invenciones de nuevos instrumentos de observación y se perfeccionaron los teodolitos para la medida de ángulos.

3.1.2.5 Siglos XIX y XX

La primera gran operación geodésica en el siglo XIX fue la prolongación hacia España del meridiano de Francia, preparada por Mechain, por encargo del “Bureau des Longitudes”.

Las medidas de grandes arcos de meridiano y paralelo se sucedieron a lo largo de este siglo. En 1817 Struve (1793-1864) y Tanner comienzan la medida del arco del Danubio al Ártico que termina en 1849. En 1819 aparece calculado el elipsoide de Walbeck en Rusia. En 1823 Everest (1790-1866) mide el arco de la India y en 1830 publica los datos de su elipsoide. Este mismo año Airy calcula su elipsoide con arcos de meridiano y paralelo de Gran Bretaña. En 1866 el Coronel norteamericano Clarke (1828-1914) obtiene los elementos de su primer elipsoide que se utiliza en América del Norte y en 1880 publica el segundo.

Un gran impulso instrumental es el dado por Perrier (1833-1888) en 1868 con los círculos acimutales para la observación de triangulaciones de primer orden, que son construidos por los hermanos Brünner. En 1885 Jäderin emplea los hilos en suspensión para la medida de bases geodésicas.

Es en el siglo XIX cuando la mayor parte de los científicos de élite establecen y desarrollan las bases de la Geodesia matemática y experimental. Carlos Federico Gauss (1777-1855), astrónomo, geodesta y matemático, inventó el heliógrafo y diseñó, calculó y compensó, utilizando por primera vez el método de mínimos cuadrados, la red geodésica del reino de Hannover en 1821. También dio las bases de la geometría diferencial de superficies, de uso obligado en Geodesia geométrica y dinámica. Igualmente estableció los fundamentos teóricos de la Geodesia con la definición de la superficie matemática de la Tierra, que posteriormente en 1872, Listing llamaría geode.

Los trabajos geodésicos en América del Norte condujeron a la medida de largos arcos de meridiano y a la obtención del elipsoide de Hayford que posteriormente fue adoptado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica como Elipsoide Internacional.

Pratt (1774-1872) en 1855 presenta su modelo isostático y Airy hace lo propio el mismo año. Otro gran matemático, geodesta y astrónomo fue Bessel (1784-1846), director del observatorio de Königsberg, que midió el arco prusiano en 1838, determinó el primer valor fiable del aplanamiento de la Tierra. Su elipsoide de 1840 ha formado parte de algunos datums europeos.

La aplicación de las ondas electromagnéticas a la medida de distancias en Geodesia fue iniciada por Michelson (1852-1931). Más tarde, en 1948 el sueco Bergstrand inventó el geodímetro y Wadley en 1956 el telurómetro.

El siglo XX comienza con la aparición de la obra de Helmert (1843-1917) que viene a sintetizar los trabajos geodésicos hasta entonces y que ha servido y sirve como libro de referencia inexcusable. Helmert es el introductor del método de nivelación astrogeodésica para la determinación del geoide a partir de desviaciones de la vertical. En 1900 crea el Sistema Gravimétrico de Viena y en 1901 da su fórmula de la gravedad normal.

En 1909 el geodesta norteamericano Hayford con datos de la red geodésica de los Estados Unidos y aplicando el método de las áreas con la hipótesis isostática de Pratt, publica los resultados de su elipsoide que posteriormente es adoptado como elipsoide de referencia Internacional en Madrid en 1924. Se establece el sistema de gravedad de Potsdam.

En 1928 Vening-Meinesz publica un libro con las fórmulas que llevan su nombre y que determinan las componentes de la desviación de la vertical a partir de medidas gravimétricas.

Las observaciones de eclipses de Sol y de ocultaciones de estrellas por la Luna proporcionan datos suficientes para la determinación de los parámetros del elipsoide terrestre y para la unión en un mismo sistema de referencia de puntos de la superficie terrestre alejados.

En 1940 aparecen los trabajos del geodesta finlandés Weiko A. Heiskanen sobre aplanamiento de elipsoides de dos y tres ejes, sobre cartas de anomalías de la gravedad y sobre correcciones isostáticas siguiendo la hipótesis de Airy.

En 1950 el japonés Takeuchi resuelve por primera vez numéricamente el sistema de ecuaciones diferenciales que gobierna las deformaciones elásticas de una Tierra no homogénea.

En 1950 se aplica la triangulación Hiran con precisión de 5 metros. Aparecen los niveles automáticos, los gravímetros de muelle de alta precisión y los gravímetros marinos Graf y LaCoste.

En 1957, el 4 de octubre se lanza el primer satélite artificial de la Tierra por los rusos, el Sputnik 1. En 1958 comienza la Geodesia por satélites con las cámaras Baker-Nunn y fotografía con fondo de estrellas.

En 1964 se lanzan los primeros satélites Doppler Transit por los EEUU que quedan operativos para uso civil en 1967. En 1968 aparece el gravímetro superconductor de Goodkind y se lanzan los satélites Echo I y II, ANNA 1B, Geos 1 y 2, Pageos, Diamer 1-2, Oscar 14 y Timation.

De 1966 a 1976 se realiza la primera gran operación europea de Geodesia por Satélites denominada WEST (Western European Satellite Triangulation). Participan 17 países europeos, entre ellos España, con un total de 40 estaciones. En 1969 el Apollo 11 deposita en la Luna los reflectores laser y se miden distancias desde los observatorios de Lick y McDonald. También en 1969 se mide la primera gran base por VLBI entre Haystack y Greenbank.

En los años sesenta se perfeccionan los equipos Doppler, se continúan lanzando satélites geodésicos y se desarrolla el receptor Mark I para VLBI. Aparecen las investigaciones de Kaula sobre teoría de satélites geodésicos, de Kaula, Bjerhammar y Moritz sobre investigaciones estadísticas del campo de gravedad y los de Baarda y Bjerhammar sobre fiabilidad de redes geodésicas. También se estudia la determinación de movimientos recientes de la corteza por Boulanger. Se perfecciona el seguimiento Doppler de satélites.

En los años setenta el avance de la Geodesia es espectacular; se termina y adopta la IGSN71, Red Gravimétrica Internacional estandarizada, aparecen los sistemas de levantamiento inercial, se despliega el sistema Doppler Tranet-2 y se perfeccionan los receptores Doppler como los JMR y los Magnavox. En cuanto a la VLBI se desarrollan los equipos Mark II y III y el primer sistema móvil.

También en estos años setenta se perfecciona el seguimiento laser a la Luna con nuevos reflectores depositados allí por los satélites Apollo 14 y 15 y el Lunakhod II. El lanzamiento de satélites continúa. El primer satélite GPS del Bloque I, el PRN4 fue lanzado el 22 de febrero de 1978.

Otros importantes avances en esta década los constituyen las investigaciones sobre movimientos recientes de la corteza con resultados experimentales en el este de Europa. Se obtienen perfiles de marea gravimétrica. Aparecen modelos de marea oceánica. Los sistemas de posicionamiento por satélites Doppler y laser llegan a precisiones relativas de 2 decímetros. Estas precisiones también son alcanzadas con medidas VLBI intercontinentales. Los parámetros de rotación de la Tierra quedan determinados con precisiones de 2 centésimas de segundo de arco.

En la década de los ochenta se establecen las primeras redes geodésicas mundiales con VLBI para la definición del sistema de orden cero. Se siguen lanzando satélites geodésicos como los Navstar 6 a 13 de GPS. El primer satélite GPS del Bloque II fue lanzado en febrero de 1989.

En esta década las investigaciones se dirigen fundamentalmente a la Geodesia integrada, Geodesia operativa, optimización de redes, rotación de la Tierra y determinación del geoide.

Las técnicas espaciales de posicionamiento alcanzan precisiones relativas de 1 centímetro y los parámetros de rotación de la Tierra se determinan con precisiones de la milésima de segundo de arco.

En los años noventa continúan los desarrollos iniciados en la década anterior, presentándose ya resultados tangibles de gran precisión. Se establecen las redes continentales por técnicas GPS y las redes nacionales de orden cero.

En la Geodesia espacial continúan los avances en VLBI, GPS y los modernos sistemas DORIS, PRARE y DGPS para aumentar la precisión y facilidad de seguimiento de satélites y posicionamiento de estaciones. Se lanzan nuevos satélites GPS del bloque II y se prepara el bloque III, también se lanzan satélites Laser como el LAGEOS-2, el ESTELLA y en GFZ-1.

3.1.2.6 Situación actual y desarrollo futuro

En Geodesia, como en otras ramas de la ciencia, hay que distinguir entre las cuestiones científicas planteadas y las herramientas utilizadas para responder a estas preguntas. Muchas de las preguntas formuladas hoy en Geodesia siguen siendo las mismas que las realizadas en el siglo XIX.

Los actuales y previsiblemente futuros desarrollos técnicos, relacionados con la era espacial, el diseño de potentes ordenadores y los sistemas de comunicación, permitirán en el futuro abordar muchas preguntas más y encontrar respuestas más detalladas a problemas clásicos.

Sin embargo, hay un aspecto que previsiblemente se mantendrá invariable: la investigación geodésica sólo podrá ser abordada con éxito a través de la colaboración internacional (Beutler, 2011).

El futuro de la Geodesia, previsiblemente estará basado en los siguientes ejes de desarrollo:

- Desarrollos de hardware y de software. La ley exponencial que dirige la evolución de la potencia de cálculo no ha agotado completamente su tendencia y nuevas tecnologías se abren paso rápidamente en el mercado, abriendo las puertas a los cálculos más avanzados.
- Tecnologías más avanzadas en instrumentación geodésica, con dos características principales: una es la tendencia histórica en la mejora de la precisión y la otra es el aumento de la cantidad de información disponible, gracias a la difusión de un gran número de instrumental geodésico. Este instrumental, en algunos casos puede ser de menor precisión que los siste-

- mas más avanzados, sin embargo, el coste económico es muy bajo, lo que los hace accesibles a una amplia comunidad de usuarios, como sucede con los equipos GNSS.
- Un conocimiento más avanzado de la física de la Tierra sólida, facilitando el modelado de las deformaciones de la corteza terrestre, la mejora del conocimiento del patrón oceánico de circulación global, la altimetría por satélite para la estimación del geoide marino.
 - Un progreso más sólido en matemáticas, por ejemplo en el área de los sistemas dinámicos, o en estadística, impulsada por las grandes posibilidades ofrecidas por las nuevas herramientas electrónicas (Sansò, 2003).

3.2 Introducción a la monitorización de fenómenos geodinámicos mediante técnicas GNSS

Dado que el objetivo de esta investigación es el estudio geodésico de fenómenos geodinámicos susceptibles de producir desastres naturales, vamos a realizar una breve introducción de la rama de la Geología que estudia los agentes, fuerzas y consecuencias de los procesos dinámicos de la Tierra.

3.2.1 *Introducción a la geodinámica interna de la Tierra*

3.2.1.1 **Concepto**

Se denomina geodinámica a la suma de los procesos geológicos que afectan a la Tierra y determinan su constante evolución. Igualmente se puede definir como el conjunto de causas y efectos que provocan los cambios estructurales, químicos y/o morfológicos que afectan al planeta.

La superficie terrestre está en continua transformación. Mientras la geodinámica interna describe los procesos de creación continua, la geodinámica externa estudia la alteración de dicha superficie por fuerzas que actúan desde fuera. Estas fuerzas externas son: el viento, el agua, las olas, los glaciares, las aguas de infiltración y los cambios de temperatura.

3.2.1.2 **Agentes geodinámicos internos. Tectónica de placas**

La Tectónica de Placas proporciona un marco teórico para entender la estructura, composición y los procesos geodinámicos internos a una escala global.

La Tierra es el único planeta del Sistema Solar en el cual opera la Tectónica de Placas y para comprender por qué la Tierra tiene características que la hacen única, es necesario remontarnos al Origen del Sistema Solar, ya que la estructura interna de la Tierra, así como la composición de la atmósfera temprana y sus diferentes etapas evolutivas, se relacionan con el mismo origen de la Tierra.

3.2.1.2.1 Origen de la Tierra

La hipótesis de la nebulosa primitiva sugiere que los cuerpos de nuestro Sistema Solar se formaron a partir de una enorme nube en rotación. Hace cerca de 5.000 millones de años, esta inmensa nube y granos diminutos de elementos más pesados empezaron a contraerse lentamente debido a las interacciones gravitatorias entre sus partículas y a adoptar la forma de disco en rotación, como se aprecia en la Figura 3.3. Una influencia externa, como una onda de choque procedente de una explosión catastrófica, como una supernova, pudo haber iniciado el colapso. Durante el colapso, la energía gravitacional se convirtió en energía térmica, aumentando la temperatura del disco.

La formación del Sol marcó el fin del periodo de contracción y, en consecuencia, el fin del calentamiento gravitacional. Las temperaturas de la región en la que ahora se encuentran los planetas interiores empezaron a disminuir. Esta reducción de la temperatura hizo que las sustancias con puntos de fusión elevados se condensaran en pequeñas partículas que empezaron a unirse. Materiales como el hierro, el níquel y los elementos que componen los minerales que forman las rocas, formaron masas metálicas y rocosas que orbitaban alrededor del Sol. Millones de colisiones repetidas entre estas masas produjeron la creación de objetos cada vez más grandes, que a su vez seguían atrayendo cada vez con más intensidad el material del disco protoplanetario. En unas pocas decenas de millones de años estos objetos crecieron hasta convertirse en los cuatro planetas interiores.

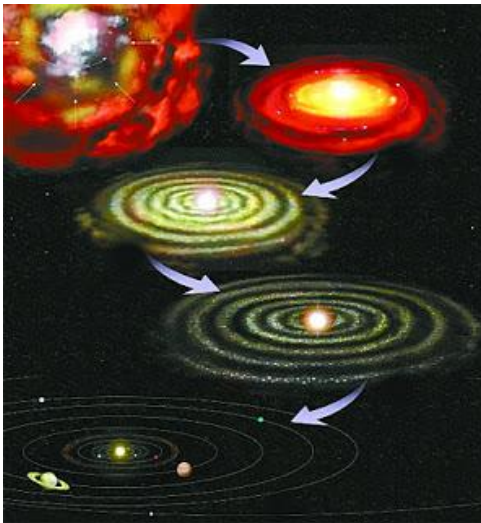


Figura 3.3. Esquema del origen del Sistema Solar. 2005 Ciencias de la Tierra.

A medida que los protoplanetas atraían cada vez más material, los impactos de alta velocidad, provocaron el aumento de temperatura de estos cuerpos. A causa de sus temperaturas relativamente elevadas y sus campos gravitacionales débiles, los planetas interiores, a diferencia de los exteriores, no podían acumular muchos de los componentes más ligeros, como el hidrógeno y el helio, que fueron barridos por el viento solar.

Centrándonos ya en la Tierra, a medida que se acumulaba el material, los impactos y la desintegración de elementos radiactivos provocaron un aumento constante de la temperatura. Durante ese periodo se produjo la diferenciación de los materiales pesados, que debido a su

mayor densidad ocuparon el centro del planeta. Este primer periodo de calentamiento también provocó otro proceso de diferenciación química, formándose masas flotantes de roca fundida que ascendieron a la superficie, formando la corteza primitiva. Estas diferenciaciones establecieron las divisiones básicas del interior de la Tierra.

3.2.1.2.2 *Estructura de la Tierra*

La segregación material que empezó muy temprano en la historia de la Tierra tuvo como resultado la formación de tres capas definidas por su composición química: la corteza, el Manto y el núcleo. Además de estas tres capas de diferente composición, la Tierra se puede dividir en diferentes zonas más o menos concéntricas en función de sus propiedades físicas. Esta división es de gran importancia, dado que tiene una relación directa con la explicación de los fenómenos geodinámicos estudiados en esta investigación. Las propiedades físicas utilizadas para definir estas zonas son su carácter sólido o líquido y cuán dúctiles o resistentes son. El conocimiento de esta estructura en capas es esencial para la comprensión de los procesos geodinámicos básicos, como el vulcanismo, los terremotos o la formación de montañas.

La Tierra puede dividirse en cinco capas principales en función de sus propiedades físicas y, por tanto, según su resistencia mecánica: Litosfera, Astenosfera, mesosfera, núcleo externo y núcleo interno.

3.2.1.2.2.1 **Litosfera**

Según sus propiedades físicas, la capa exterior de la Tierra comprende la corteza y el Manto superior y forma un nivel relativamente rígido y frío. Aunque este nivel consta de materiales cuyas composiciones químicas son notablemente diferentes, tiende a actuar como una unidad que muestra un comportamiento rígido, principalmente porque es frío y, en consecuencia, resistente. Sin embargo, no toda la Litosfera se comporta como un sólido quebradizo similar a las rocas encontradas en la superficie, sino que se vuelve progresivamente más caliente y dúctil conforme aumenta la profundidad.

Esta capa tiene un grosor medio de unos 100 kilómetros, pero puede alcanzar 250 kilómetros de grosor debajo de las porciones más antiguas de los continentes, como se indica en la Figura 3.4. Dentro de las cuencas oceánicas, la Litosfera tiene un grosor de tan solo unos pocos kilómetros debajo de las dorsales oceánicas pero aumenta hasta quizá 100 kilómetros en regiones donde hay corteza más antigua y fría.

3.2.1.2.2 Astenosfera

Debajo de la Litosfera, en el Manto superior, a una profundidad de unos 660 kilómetros, se encuentra una capa blanda, comparativamente plástica denominada Astenosfera. La porción superior de la Astenosfera tiene unas condiciones de temperatura y presión que permiten la existencia de una pequeña porción de roca fundida. Dentro de esta zona muy dúctil, la Litosfera está mecánicamente separada de la capa inferior. La consecuencia es que la Litosfera es capaz de desplazarse con independencia de la Astenosfera, un hecho fundamental para que se produzcan los movimientos que tratamos de detectar.

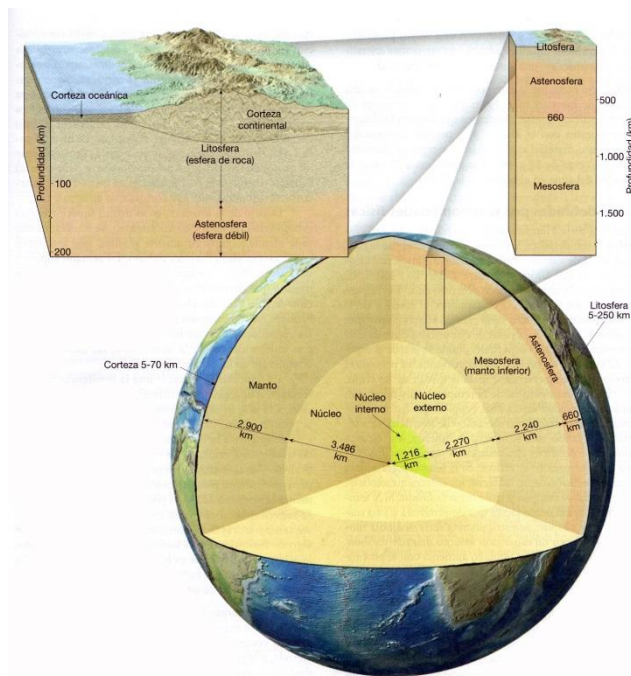


Figura 3.4. Esquema de la estructura en capas de la Tierra. (Tarbuck *et al*, 2005).

Es importante destacar que la resistencia a la deformación de los diversos materiales de la Tierra es función de su composición, de la temperatura y de la presión a la que están sometidos. A la profundidad de la Astenosfera superior, las rocas están lo suficientemente cerca de temperaturas de fusión para que sean fáciles de deformar.

3.2.1.2.3 Mesosfera y núcleo

Por debajo de la zona dúctil de la parte superior de la Astenosfera, el aumento de la presión contrarresta los efectos de la temperatura más alta, y la resistencia de las

rocas crece de manera gradual con la profundidad. Entre las profundidades de 660 y 2900 kilómetros se encuentra una capa más rígida denominada Mesosfera o Manto Inferior. A pesar de su resistencia, las rocas de la Mesosfera están todavía muy calientes y son capaces de fluir de una manera muy gradual.

El Núcleo se divide en dos regiones que muestran resistencias mecánicas muy distintas. El Núcleo Externo es una capa líquida de 2270 kilómetros de grosor. Las corrientes convectivas de hierro metálico en esta zona son las que generan el campo magnético de la Tierra. El Núcleo Interno es una esfera con un radio de 1216 kilómetros. A pesar de su temperatura más elevada, el material del Núcleo Interno es más resistente que el del Núcleo Externo debido a la enorme presión y se comporta como un sólido.

3.2.1.2.3 *Tectónica de placas*

Antes del siglo XX, la opinión establecida consistía en que las cuencas oceánicas y los continentes eran estructuras permanentes y muy antiguas. Esta opinión era respaldada por las pruebas recogidas del estudio de las ondas sísmicas que revelaron la existencia de un Manto sólido rocoso que se extendía hasta medio camino hacia el centro de la Tierra. El concepto de un Manto sólido indujo a la mayoría de investigadores a la conclusión de que la Corteza externa de la Tierra no podía moverse.

Fue a principios del siglo XX cuando se inicia la historia de la Tectónica de Placas. La teoría comienza con la deriva continental, que fue postulada por Alfred Wegener y recogida en 1915 en su obra “El origen de los continentes y los océanos”. Aunque existían algunos indicios a su favor, en un principio la mayoría de los geólogos se mostraron escépticos, ya que no se conocía ningún mecanismo plausible que explicase el movimiento de grandes masas de tierra a través del océano.

El concepto moderno de placas tectónicas móviles fue propuesto en 1962 por Harry H. Hess, de la Universidad de Princeton. Hess había sido capitán de un carguero militar estadounidense durante la Segunda Guerra Mundial; durante sus viajes, había utilizado el sónar del barco para elaborar un mapa del fondo del Pacífico. Defendió la hipótesis de que la totalidad de la Corteza terrestre, tanto la oceánica como la continental, se desplazaba sobre el Manto como consecuencia de la convección en éste. La Corteza se formaría en las dorsales oceánicas, lugares en los que emerge y solidifica el magma, y la Corteza ya existente se hundiría en las fosas oceánicas en los procesos conocidos como subducción de placas.

Las ideas de Hess fueron aceptadas por la comunidad científica después de que algunos estudios hallasen que el magnetismo de las rocas del fondo marino se ajustaba a sus predicciones: el campo magnético terrestre, cuya polaridad se invierte cada cientos de miles de años, deja su huella en la roca a medida que ésta solidifica, lo que provoca la formación de bandas magnéticas alternas y paralelas a las dorsales oceánicas.

El modelo que describe la tectónica de placas se basa en que la Litosfera está rota en fragmentos denominados placas que se mueven unas con respecto a otras y cambian continuamente de forma y tamaño.

Uno de los principales fundamentos de la tectónica de placas constituye el hecho de que las placas se mueven como unidades coherentes en relación con todas las demás placas. Las placas litosféricas se mueven a una velocidad muy lenta pero continua, de media unos cinco centímetros anuales. Este movimiento es impulsado en última instancia por la distribución desigual del calor en el interior de la Tierra. El material caliente que se encuentra en las profundidades del Manto, se mueve despacio hacia arriba y alimenta una parte del sistema de convección interna de nuestro planeta. Simultáneamente, láminas más frías y densas de la Litosfera oceánica descienden al Manto, poniendo en movimiento la capa externa rígida de la Tierra. Como consecuencia de todo lo descrito, los roces entre las placas litosféricas generan terremotos, crean volcanes y deforman grandes masas de rocas.

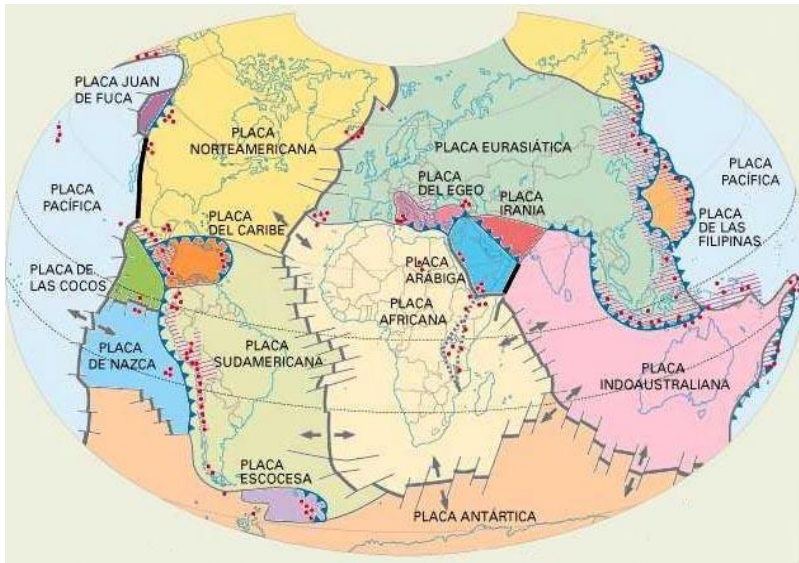


Figura 3.5. Distribución geográfica de las placas tectónicas actuales. Modificado de: Sociedad mexicana de ingeniería sísmica. 2013

Como se muestra en la Figura 3.5., se reconocen siete placas principales. Son la placa Norteamericana, la Sudamericana, la del Pacífico, la Africana, la Euroasiática, la Australiana y la Antártica. La mayor es la placa del Pacífico, que abarca una porción significativa de la cuenca del océano Pacífico. La mayoría de las grandes placas incluye un continente entero además de una gran área de suelo oceánico. Igualmente es de destacar el hecho de que ninguna de las placas está definida completamente por los márgenes continentales.

Las placas de tamaño medio son la Caribeña, la de Nazca, la Filipina, la Arábica, la de Cocos, la de Scotia y la de Juan de Fuca. Además, se han identificado más de una docena de placas más pequeñas o microplacas: Placa de Ojotsk, de Amuria, del Explorador, de Gorda, placa Somalí, de la Sonda del Altiplano, de Birmania, placa Yangtsé, de Timor, placa Cabeza de Pájaro, de Panamá, de Rivera, de Pascua, de Juan Fernández, de Chiloé, de Kula, de Farallón

Sin embargo, para el cálculo de los modelos globales únicamente se tienen en cuenta las placas más grandes. Concretamente, a partir del cálculo del campo de velocidades del ITRF2008, se estimó un modelo de movimiento de placas tectónicas que tuvo en cuenta las 14 placas más grandes (Altamimi *et al*, 2011), como se aprecia en la Figura 3.6.

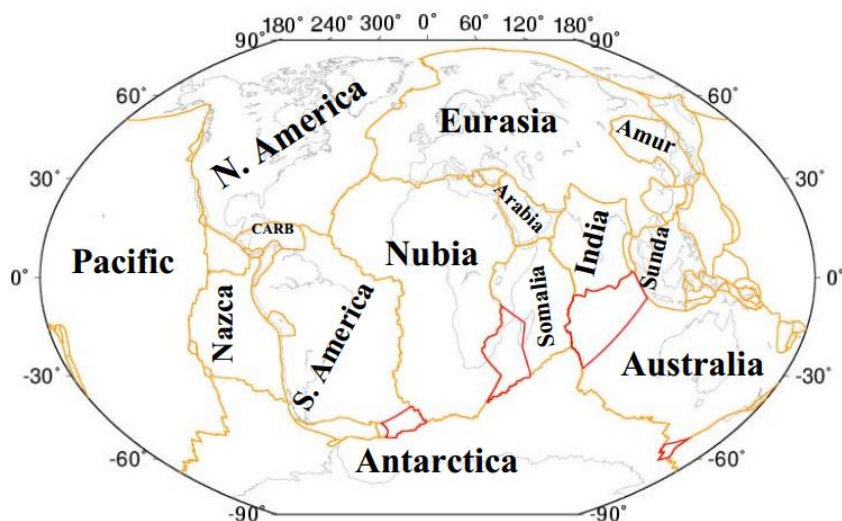


Figura 3.6. Placas que se utilizaron para el cálculo del modelo de movimiento de placas ITRF2008¹.

3.2.1.2.3.1 Bordes de placas

Aunque el interior de las placas puede experimentar alguna deformación, las principales alteraciones se producen a lo largo de sus bordes. De hecho, los bordes de placa se establecieron por primera vez representando las localizaciones de las zonas con mayor cantidad de terremotos, es por ello que los bordes coinciden con las

¹ Altamimi, Z., Metivier, L. y Collilieux, X. (2011). "ITRF2008 plate motion model". Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012). Vol 117 Issue B7

zonas de más intensa actividad sísmica y volcánica de la Tierra. Las placas tienen tres tipos distintos de bordes, que se diferencian en función del tipo de movimiento que poseen:

Bordes divergentes: Zonas donde dos placas se separan, lo que produce el ascenso de material desde el Manto para crear nuevo suelo oceánico. Geográficamente se ubican en las dorsales oceánicas y el rift africano.

Bordes convergentes: Zonas donde dos placas se juntan provocando el descenso de la Litosfera oceánica debajo de una placa superpuesta, que es finalmente reabsorbida en el Manto, o la colisión de dos bloques continentales para crear un sistema montañoso. Geográficamente, como se aprecia en la Figura 3.7, las zonas más activas son:

- El cinturón de fuego del Pacífico. Situado en las costas del océano Pacífico, conecta algunas de las zonas de subducción más importantes del mundo. Incluye a Chile, parte de Bolivia, Perú, Ecuador, Colombia, Centroamérica, México, parte de los Estados Unidos, parte de Canadá, luego gira a la altura de las Islas Aleutianas y baja por las costas e islas de Rusia, Japón, Taiwan, Filipinas, Papúa Nueva Guinea y Nueva Zelanda.
- El cinturón montañoso alpino-Himalayo, que de oeste a este se inicia con las cordilleras Béticas y los Atlas, en el sur de España y el norte de África; continúa con los Pirineos, los Apeninos, los Alpes, los Cárpatos, los Dináricos y los Balcanes; sigue a través de los montes de Crimea, el Cáucaso, la meseta de Irán, el Pamir; Hindukush, Karakorum e Himalaya. Este cinturón tiene continuación hacia el sureste: Indochina y las islas de Indonesia.

Bordes de falla transformante: Zonas donde dos placas se desplazan lateralmente una respecto de la otra sin la producción ni destrucción de Litosfera. La mayoría se localizan geográficamente dentro de las cuencas oceánicas, aunque algunas atraviesan la corteza continental, como la falla de San Andrés en California y la falla Alpina en Nueva Zelanda.

Cada placa está rodeada por una combinación de estos tres tipos de bordes, que como ya se ha indicado, no son fijos, sino que están en continuo movimiento.

Actualmente es posible determinar la magnitud del movimiento de las placas empleando modelos globales de placas tectónicas. Algunos de estos modelos más utilizados son:

- NNR-NUVEL 1A (DeMets *et al.*, 1994)
- SOPAC (Scripps Orbit and Array Center)
- ITRF2005 (Altamimi, 2007)

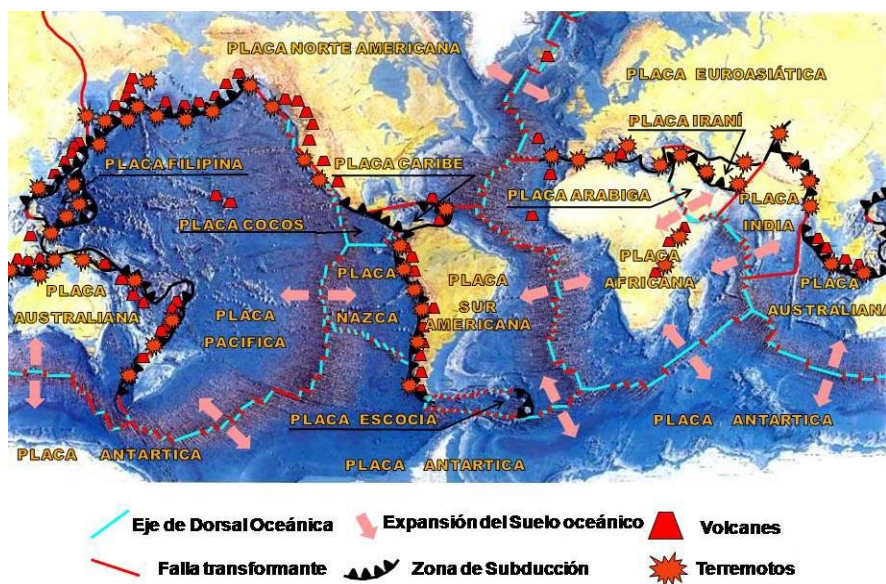


Figura 3.7. Distribución geográfica de las zonas de más intensa actividad sísmica y volcánica de la Tierra. Modificado de geofave.blogspot.com. 2013

3.2.1.2.3.1.1 Bordes divergentes

La mayoría de los bordes divergentes se sitúan a lo largo de las crestas de las dorsales oceánicas dado que es donde se genera nueva Litosfera oceánica. Aquí, a medida que las placas tectónicas se separan del eje de la dorsal, las fracturas creadas se llenan inmediatamente con roca fundida que asciende desde el Manto caliente situado debajo. Este magma se enfría de una manera gradual generando una roca dura, produciendo así nuevos fragmentos de fondo oceánico. De una manera continua, las placas adyacentes se separan y una nueva Litosfera oceánica se forma entre ellas. Aunque no es lo normal, los bordes divergentes no se sitúan únicamente en los fondos oceánicos sino que también pueden formarse sobre los continentes. El mecanismo que actúa a lo largo del sistema de dorsales oceánicas para crear nuevo fondo oceánico se denomina, expansión del fondo oceánico.

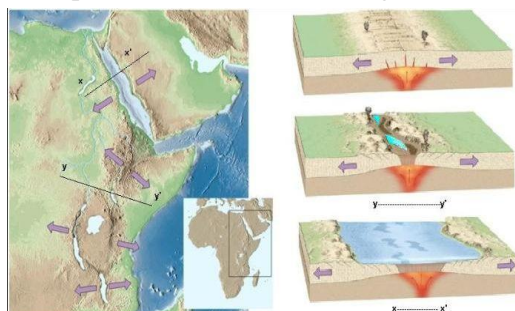


Figura 3.8. Esquema tectónico del valle del rift africano. 2013. Bgreenproject.wordpress.com

Las velocidades típicas de expansión se mueven en torno a los 5 centímetros al año. A lo largo de la dorsal Centroatlántica se encuentran velocidades de 2 centímetros al año, mientras que en secciones de la dorsal del Pacífico se han medido velocidades superiores a los 15 centímetros.

En el caso de desarrollarse bordes de placa divergentes en el interior de un continente, la fragmentación comienza con la formación de una depresión alargada denominada rift continental. Un ejemplo moderno de rift continental es el rift de África oriental, que representa el estadio inicial de la ruptura de un continente. De mantenerse las fuerzas tensoriales en la zona, el valle del rift se alargará y aumentará su profundidad, alcanzando al final el borde de la placa, separándola en dos, como se puede ver en la Figura 3.8..

3.2.1.2.3.1.2 Bordes convergentes

La superficie de nuestro planeta, a pesar de que continuamente se está produciendo nueva Litósfera, obviamente no aumenta. Para compensar la adición de Litósfera creada, las porciones más antiguas de Litósfera oceánica descienden al Manto a lo largo de los bordes convergentes o bordes de placa destructivos.

Aparecen bordes de placas convergentes donde dos placas se mueven una hacia otra y el movimiento se ajusta con el deslizamiento de una placa por debajo de otra. La expresión superficial producida por la placa descendente es una fosa submarina. Los bordes convergentes también se denominan zonas de subducción porque son lugares donde la Litósfera desciende hasta la Astenosfera. La subducción se produce porque la densidad de la placa litosférica descendente es mayor que la de la Astenosfera subyacente. En general, la Litósfera oceánica es más densa que la Astenosfera, mientras que la Litósfera continental es menos densa y resiste a la subducción. Por consiguiente, es siempre la Litósfera oceánica la que experimenta la subducción. Las capas de Litósfera oceánica descienden en la Astenosfera con unos ángulos de

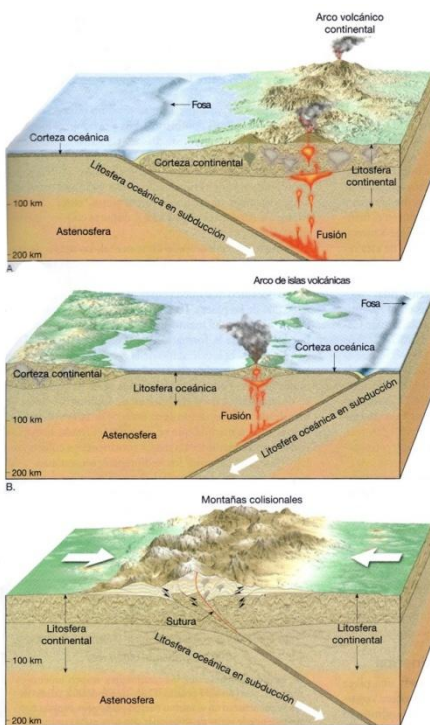


Figura 3.9. Esquema de los diferentes tipos de convergencia entre placas. A. Océano-continente. B. Océano-oceano. C. Continente-continente. (Tarbuck, E et al., 2005).

unos pocos grados o pueden caer casi en vertical, pero el ángulo medio es de unos 45°. El ángulo al que la Litosfera oceánica desciende depende de su densidad. Por ejemplo a lo largo de la fosa Perú-Chile, la zona de subducción al estar cerca de un centro de expansión y por tanto existir una Litosfera aún caliente, presenta unos ángulos de descenso pequeños.

Aunque todas las zonas convergentes tienen las mismas características básicas, poseen rasgos muy variables. Cada una está controlada por el tipo de material de la Corteza que interviene y por el ambiente tectónico. Los bordes convergentes se pueden formar entre dos placas oceánicas, una placa oceánica y una continental o dos placas continentales. Las tres situaciones se ilustran en la Figura 3.9.

3.2.1.2.3.1.3 Bordes de falla transformante.

El tercer tipo de borde de placa es el transformante, en el cual las placas se desplazan una al lado de otra sin producir ni destruir Litosfera. La verdadera naturaleza de estas grandes fallas la descubrió en 1965 H. Tuzo Wilson, quién sugirió que conectan los cinturones activos globales en una red continua que divide la superficie externa de la Tierra en varias placas rígidas. Por tanto, Wilson se convirtió en el primero en sugerir que la Tierra estaba compuesta por placas individuales.

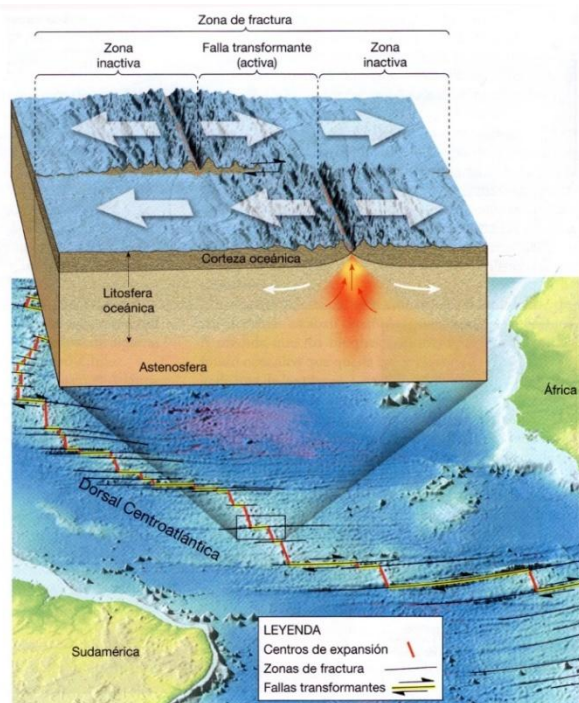


Figura 3.10. Esquema de un borde transformante que desplaza los segmentos de la dorsal Centroatlántica. (Tarbuck, F. et al., 2005).

La mayoría de las fallas transformantes une dos segmentos de una dorsal centrooceánica. Aquí son parte de unas líneas prominentes de rotura en la corteza oceánica conocidas como zonas de fractura, que abarcan las fallas transformantes y sus extensiones inactivas en el interior de las placas. Estas zonas de fractura se encuentran aproximadamente cada 100 kilómetros a lo largo de la dirección del eje de la dorsal. Como se muestra en la Figura 3.10., las fallas transformantes activas se encuentran sólo entre los dos segmentos despla-

dos de la dorsal. Como la orientación de estas zonas de fractura es aproximadamente paralela a la dirección del movimiento de la placa en el momento de su formación, se pueden utilizar para cartografiar la dirección del movimiento en el pasado.

Aunque la mayoría de las fallas transformantes está localizada dentro de las cuencas oceánicas, unas pocas atraviesan la corteza continental. Dos ejemplos de ellas son la falla de San Andrés, en California, con gran actividad sísmica, y la falla Alpina en Nueva Zelanda.

3.2.1.2.3.2 Fuerzas impulsoras de las placas tectónicas

Varias fuerzas actúan sobre las placas tectónicas: algunas de ellas son fuerzas impulsoras, mientras que unas pocas se oponen al movimiento de las placas. Las fuerzas impulsoras son: la fuerza de arrastre de la placa, la fuerza de empuje de la dorsal y la fuerza de succión de la placa; las fuerzas que tienden a impedir el movimiento de las placas son la fuerza de resistencia de la placa y la fuerza de arrastre del Manto (ver Figura 3.11.).

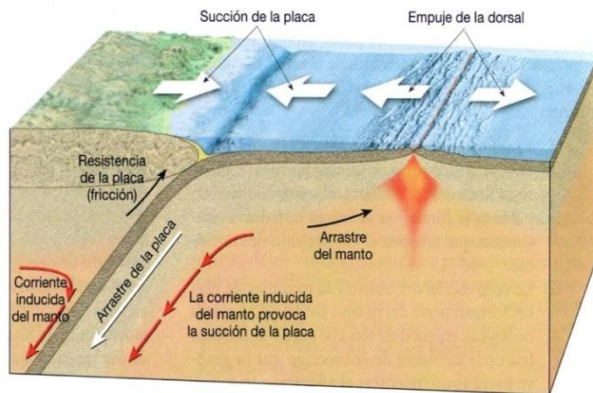


Figura 3.11. Esquema de algunas de las fuerzas que actúan sobre las placas. (Tarbuck, F. et al., 2005)

Existe acuerdo general en que la subducción de las capas frías y densas de la Litosfera oceánica es la principal fuerza impulsora del movimiento de las placas. A medida que estas capas se hunden en la Astenosfera, tiran de la placa a remolque. Este fenómeno, denominado fuerza de arrastre de la placa, se produce porque las capas antiguas de la Litosfera oceánica son más densas

que la Astenosfera subyacente y por tanto se hunden en ella. Otra fuerza impulsora importante se denomina fuerza de empuje de la dorsal. Este mecanismo accionado por la gravedad es consecuencia de la posición elevada de la dorsal oceánica, que hace que las capas de la Litosfera se deslicen hacia abajo por los flancos de la dorsal. La fuerza de empuje de la dorsal parece contribuir mucho menos a los movimientos de las placas que la fuerza de arrastre de la placa. El hecho de que cuando más del 20% del perímetro de una placa consta de zonas de subducción, las velocidades son relativamente rápidas, respalda la noción de que la fuerza de arrastre de la placa es más importante que la fuerza de empuje de la dorsal. Otra fuerza impulsora se produce por el arrastre de una placa en subducción en el Manto adyacente. El resultado es una circulación inducida del Manto que empuja ambas placas, la sub-

ducida y la superpuesta hacia la fosa. Dado que la corriente del Manto tiende a succionar las placas cercanas, se denomina fuerza de succión de la placa.

Entre las fuerzas que contrarrestan el movimiento de las placas se encuentra la fuerza de resistencia de la placa (fricción), que se produce cuando una placa en subducción roza contra una placa superpuesta. El grado de resistencia a lo largo de una zona de subducción puede determinarse a partir de la actividad sísmica.

Debajo de la placa, la fuerza de arrastre del Manto ayuda a producir el movimiento de las placas cuando la corriente de la Astenosfera tiene la misma dirección y su magnitud supera a la de la placa. Sin embargo, a menudo la fuerza de arrastre del Manto actúa en la dirección opuesta y contrarresta el movimiento de la placa. La fuerza de arrastre del Manto por debajo de los continentes es varias veces mayor que por debajo de la Litosfera oceánica porque la Litosfera continental es más gruesa que la Litosfera oceánica y por tanto, se extiende a más profundidad en el Manto.

3.2.2 *Sistemas geodésicos de referencia*

Los sistemas de referencia terrestres son necesarios para la determinación de coordenadas sobre la Tierra y para el estudio del movimiento y deformaciones de la corteza terrestre, de manera que constituyen una herramienta imprescindible en el desarrollo de las diferentes ciencias de la Tierra, en especial de la Geodesia, Geofísica, Geodinámica, Cartografía, Topografía, Navegación sobre la superficie terrestre y para la localización de cualquier observación que se realice (Berné Valero *et al*, 2013)².

En primer lugar se deben distinguir los conceptos Sistema de referencia, Sistema de referencia Convencional, Marco de referencia y Sistema de Coordenadas.

Un **sistema de referencia** (Reference System), es la definición teórica e ideal de una estructura geométrica para referenciar las coordenadas de puntos en el espacio; está constituido por un conjunto de parámetros, modelos convencionales y algoritmos, y queda definido por un origen, direcciones de los ejes, escala y algoritmos para sus transformaciones espaciales y temporales, y las constantes utilizadas en las definiciones y correcciones. A los sistemas de referencia geodésicos se le asocia un elipsoide, con sus parámetros geométricos y físicos como forma, tamaño, constante gravitacional y velocidad de rotación. Los sistemas de referencia se pueden clasificar en globales y locales en función del espacio geográfico de aplicación (ver Figura 3.12.)

² Berné Valero *et al*, 2013 GPS: Fundamentos y aplicaciones en Geodesia y Topografía

Un **sistema de referencia convencional** es un sistema de referencia donde todas las constantes numéricas, parámetros e hipótesis y teorías para el establecimiento del sistema de referencia son especificadas de modo concreto.

Un **marco de referencia** (Reference Frame) es la realización práctica de un sistema, es la materialización de un sistema de referencia convencional, es decir el conjunto de puntos y sus coordenadas, y las técnicas aplicadas en las medidas y los métodos utilizados.

Un **sistema de coordenadas** es la parametrización de las coordenadas de los puntos que forman el marco de referencia. En este sentido existen infinitos sistemas de coordenadas para parametrizar el marco de referencia (Martín Furones, 2011).

Los satélites que forman la constelación GNSS aparecen en un dominio celeste, y la descripción de su movimiento se hace en principio en éste, pero los receptores están generalmente ligados a la Tierra, y sus coordenadas se tratan en un sistema terrestre. Por ello es necesario definir dos tipos de sistemas de referencia en el espacio, uno celeste ICRS Sistema Internacional de Referencia Celeste, para la descripción del movimiento satelital, y otro terrestre ITRS, Sistema Internacional de Referencia Terrestre, para describir la posición de los usuarios.

El CGRS es un sistema de referencia celeste geocéntrico, a este sistema se refieren las observaciones hechas desde la Tierra y a él se asocian los procesos dinámicos, y los parámetros de rotación de la Tierra (EOP), pues no depende de la rotación de la Tierra. Es un sistema en movimiento acelerado (geocentro), asociado a un triedro centrado en el centro de masas de la Tierra, incluyendo océanos, y atmosfera. El eje Oz se dirige al polo medio de rotación y el eje X pasa por el Ecuador en el meridiano de Greenwich.

El CGRS está ligado al ITRS mediante los parámetros de orientación de la Tierra. Tanto la matriz de rotación como el resto de parámetros para pasar de un sistema a otro pueden encontrarse en la web del *International Earth rotation & reference systems service*, y el Observatorio Naval de Estados Unidos (USNO).

El marco de referencia utilizado para representar las coordenadas cartesianas en GPS/GLONASS se llama (ECEF) y es un marco de referencia terrestre centrado en la Tierra y fijo a ella (Earth Centered, Earth Fixed).

En 1988 se creó el servicio de rotación de la Tierra internacional (IERS del inglés International Earth Rotation Service) como responsable del mantenimiento, tanto del sistema celeste como del sistema terrestre.

Servicios técnicos especializados		Servicio combinado
IVS	International VLBI Service	} IERS
ILRS	International Laser Ranging Service	
IGS	International GPS Service for Geodynamics	
IDS	International DORIS Service	

Tabla 3.1 Servicios de IERS

En la Tabla 3.1 se muestra un esquema de los servicios especializados del IERS:

- IVS proporciona las observaciones efectuadas por medio de técnicas VLBI, las cuales son las únicas que pueden establecer el enlace con el sistema de referencia celeste (sistema inercial).
- ILRS suministra las observaciones que pueden determinar de la mejor forma posible el geocentro.
- IGS proporciona observaciones GPS. Considerado éste como un método de bajo costo y fácil de manejar, por lo que resulta ser el mejor método para densificar redes geodésicas, con objeto de controlar los procesos geodinámicos.
- IDS proporciona datos sobre la navegación de los satélites.

Los estándares del IERS abarcan un conjunto de constantes y modelos que se utilizan en el centro de cálculo del IERS y en la oficina central para la combinación de los resultados que suministran los distintos servicios. Estos estándares contienen, entre otros:

- las teorías de precesión y nutación de la IAU,
- ratios para el desplazamiento continental (por ejemplo NUVEL NNR-1A),
- constantes gravitacionales, etc.

Los sistemas de referencia convencionales mantenidos por el IERS se componen de:

- El Internacional Celestial Reference System (ICRS).
- El Internacional Terrestrial Reference System (ITRS).

El sistema de referencia celeste internacional (ICRS) se define como³ (Seeber, 2003):

- El origen está fijado en el baricentro del sistema solar (heliocentro),
- La orientación se efectúa:
 - o relativa a las radiofuentes estelares
 - o paralelo a los ejes del FK5 (catálogo fundamental de estrellas)
 - o ecuador medio en la época J2000.0
 - o eje x, punto medio de Aries en la época J2000.0
- El sistema del tiempo definido por el Tiempo Dinámico Baricéntrico.
- Los métodos de observación empleados: astronómicos (FK5), VLBI, satélite Hipparcos.



Figura 3.12. Clasificación de los sistemas de referencia

³ Seeber, G. (2003). "Satellite Geodesy".

3.2.2.1 Sistemas geodésicos de referencia globales. Sistema de Referencia Terrestre Internacional (International Terrestrial Reference System, ITRS)

Los sistemas de referencia fijos al espacio o inerciales son los más apropiados para definir la situación y el movimiento de objetos externos a la Tierra, como las estrellas, los planetas y de forma especial, los satélites artificiales. Al ser sistemas libres de aceleración o inerciales, permiten efectuar cálculos empleando, sin modificaciones, la formulación newtoniana.

Los sistemas geodésicos de referencia globales tienen como finalidad principal el control geodésico tridimensional en cualquier parte de la Tierra, es por ello que han sido desarrollados por organizaciones internacionales. La principal característica de estos sistemas es el origen geocéntrico de las coordenadas cartesianas tridimensionales asociadas.

Un sistema geodésico de referencia global se caracteriza por:

- Origen: Centro de masas terrestres o geocentro, incluyendo la atmósfera y los océanos.
- Eje Z: coincide con el eje de rotación terrestre.
- Plano meridiano: pasa por cualquier punto de la tierra y contiene al eje de rotación.
- Plano ecuador: es perpendicular al eje de rotación y pasa por el geocentro.
- Eje X: se sitúa en la dirección del plano meridiano que pasa por Greenwich y contenido en el plano ecuador. Es considerado internacionalmente como meridiano origen o meridiano cero desde 1884.

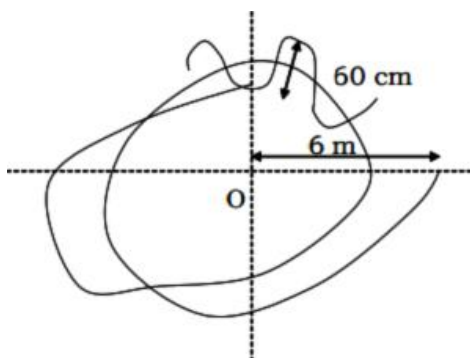


Figura 3.14. Movimiento del polo. Movimiento libre y oscilaciones forzadas. (Martín Furones, 2011)

se indica en la Figura 3.14., y periodo aproximado de 430 días provocado por el

- Eje Y: contenido en el plano ecuador y perpendicular al eje X y su sentido será tal que los tres ejes formen una tripleta dextrógira.

El eje z se ve afectado por la variación en la dirección del eje de rotación terrestre con el tiempo, fenómeno que se denomina movimiento del polo.

La dirección del eje de rotación terrestre varía con respecto a la propia superficie terrestre y, por tanto, respecto al sistema de referencia geocéntrico terrestre. El polo describe a lo largo del tiempo una trayectoria libre que es una curva más o menos circular de radio 6 metros, como

carácter deformable de la Tierra: redistribuciones interiores de las masas terrestres, efectos del rebote postglaciar en Canadá y Fenoscandia, movimientos tectónicos, redistribuciones atmosféricas, etc.,. Superpuesta a ésta trayectoria libre se encuentran una serie de oscilaciones forzadas provocadas por la influencia gravitatoria del Sol y la Luna con una magnitud de 60 centímetros, ver Figura 3.14.

Este movimiento del polo afecta directamente a las coordenadas de los puntos sobre la superficie terrestre, ya que el sistema de referencia irá cambiando. Lo más indicado es tomar como eje Z de referencia el origen o centro de los círculos de movimiento libre, quedando así determinado el eje Z de un modo convencional. Si las coordenadas de los puntos se refieren al polo convencional tendremos coordenadas absolutas, si se refieren al polo instantáneo (situación del eje de rotación en un determinado momento) tendremos coordenadas instantáneas.

No hay teoría científica que pueda predecir el movimiento del polo, y por lo tanto su posición, así que se monitoriza continuamente mediante observaciones. Fenómenos como los grandes terremotos pueden producir importantes desplazamientos del eje terrestre y por consiguiente del polo; el terremoto de Japón del 11 de marzo de 2011, en el que se centra uno de los artículos que forman parte de esta tesis, movió el eje terrestre cerca de 17 centímetros, en dirección 133 grados longitud este (según un estudio del Jet Propulsion Laboratory de la NASA). Esta materialización se realizaba con observaciones astronómicas lo que dio lugar al establecimiento de tres polos diferentes.

- Polo C.I.O.: desde 1899 la International Latitude Service (ILS) utilizando observaciones astronómicas sobre cinco estaciones en un mismo paralelo, llegó a la definición del polo CIO (Convencional International Origen), definido como la posición media del polo entre 1900 y 1905, de manera que se obtuvieron determinaciones precisas de los largos períodos del movimiento del polo. La precisión de estas determinaciones se cifró en 3 metros.
- Polo B.I.H. (Bureau International de l'Heure): Proporcionó estimaciones más frecuentes (medias de 5 días) y precisiones de 1 metro en la determinación del movimiento del polo.
- Polo I.P.M.S. Cada vez con más frecuencia se empezó a necesitar los movimientos de corto periodo del polo para aplicaciones geodésicas y astronómicas, por lo que el ILS se reorganizó en 1962 en el Internacional Polar Motion Service (IPMS), así surge el polo IPMS generado a partir de determinaciones de latitud astronómica en 80 estaciones y con precisión de un metro en la determinación del movimiento del polo.

La irrupción de las técnicas espaciales supuso un gran avance, así, en 1984 la BIH estableció un nuevo sistema de referencia terrestre, basado en las coordenadas cartesianas geocéntricas de las estaciones fundamentales donde se habían aplicado

técnicas espaciales, este nuevo sistema coincide con el polo CIO astronómico si se tienen en cuenta las precisiones en la determinación del CIO, lo cual permite dar continuidad a las coordenadas determinadas antiguamente.

Finalmente, en 1987, se creó la Internacional Earth Rotation Service (IERS), reemplazando a la BIH y a la IPMS para, entre otras cosas, monitorizar el movimiento del polo basándose en técnicas espaciales de forma continua, con lo que el polo BIH determinado en 1984 pasó a llamarse polo IERS. Desde abril de 2003 el nombre fue cambiado al de Internacional Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS), proporcionando las coordenadas instantáneas del polo para cada día referidas al polo IERS, cuyo eje X será el meridiano de Greenwich convencional y el eje Y está situado hacia el Oeste (dirección de su sentido positivo) formando 90 grados (Martín Furones, 2011).

Uno de los sistemas geodésicos de referencia globales es el Sistema de Referencia Terrestre Internacional (International Terrestrial Reference System, ITRS), que constituye un conjunto de prescripciones y convenios necesarios para definir origen, escala, orientación y tiempo de evolución de un sistema convencional de referencia terrestre. Es un sistema de referencia ideal, definido por la Resolución N° 2 de la IUGG adoptada en Viena en 1991.

El ITRS se define como:

- Geocéntrico, fijado al centro de masas de la Tierra definida ésta como la masa de toda la Tierra incluida la de los océanos y la de la atmósfera.
- La unidad de longitud es el metro del sistema internacional (SI); la escala está entendida en el contexto de la teoría relativista de la gravitación.
- La orientación de los ejes está dada por la orientación inicial del BIH (*Bureau International de l'Heure*) dada en 1984.
- La evolución temporal de la orientación no crea residuo de la rotación global respecto a la corteza terrestre.
- Los métodos de observación son VLBI, SLR, GPS, DORIS, PRARE.
- El elipsoide de referencia es el GRS80.

La orientación de los ejes en el ITRS están definidos, según se muestra en la Figura 3.15, como:

- El eje Z, es el establecido por la orientación media del eje polar en el periodo 1900-1905, llamado *Polo Terrestre Convencional* (CTP) u *Origen Internacional Convencional* (CIO). En el vocabulario de la IERS se denomina "*IERS Reference Pole*" (IRP).
- El eje X, es el vector de origen, el geocentro y que pasa por la intersección del plano ecuatorial con el plano meridiano de Greenwich 1984, este último es denominado en la nomenclatura del IERS como "*IERS Reference Meridian*" (IRM).

- El eje Y corresponde al respectivo eje perteneciente a un sistema dextrógiro.

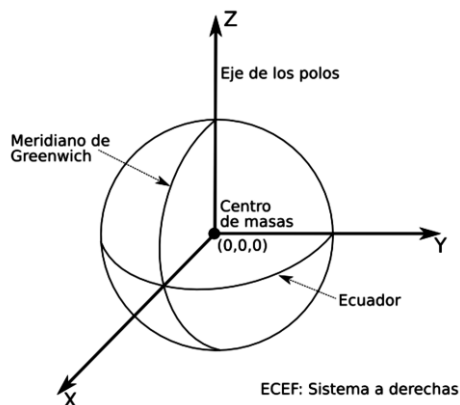


Figura 3.15. Marco de referencia ECEF

3.2.2.2 El marco de referencia internacional terrestre ITRF⁴

Para conseguir una realización práctica de un marco geodésico global de referencia se tienen que establecer una serie de puntos con un conjunto de coordenadas. El marco de referencia terrestre Internacional (ITRF) es, según el IERS, la materialización del ITRS, definido por un conjunto de puntos físicamente establecidos con sus coordenadas cartesianas tridimensionales geocéntricas o geográficas y sus velocidades, junto con la matriz varianza covarianza de su solución. En la Figura 3.16. se muestra la página web del ITRF. Se trata de un sistema de referencia ideal, definido por la Resolución N° 2 de la IUGG adoptada en Viena en 1991.

Es un marco tridimensional geocéntrico adaptado a la Tierra y gira con ésta, su origen está centrado con respecto al centro de masas, incluido océanos y atmosfera, con una precisión del orden del centímetro, su orientación es ecuatorial, es decir el eje Z es paralelo al Polo.

La orientación de sus ejes tal como estableció la BIH en 1984 es:

- Eje Z: Polo medio determinado por la IERS y llamado IERS Reference Pole (IRP) o Convencional Terrestrial Pole (CTP).
- Eje X: Meridiano de Greenwich Convencional determinado por la IERS y llamado IERS Reference Meridian (IRM) o Greenwich Mean Origin (GMO).

⁴ <http://itrf.ensg.ign.fr/>

- Eje Y: Formando una tripleta dextrógira con los ejes anteriores sobre el plano del ecuador convencional.

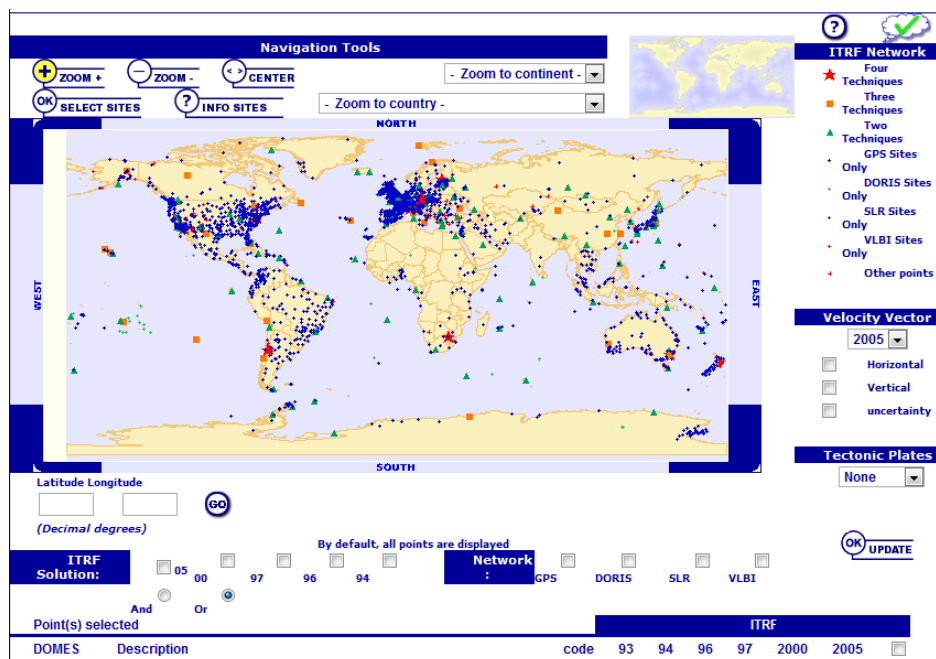


Figura 3.16. Web del ITRF

El marco está formado por coordenadas cartesianas y velocidades de una serie de estaciones equipadas con técnicas de observación espacial (VLBI, SLR, LLR, GPS desde 1991 y DORIS desde 1994), en la Figura 3.17. se pueden ver las estaciones para el ITRF2005. La técnica VLBI posee el mayor peso en la definición de la orientación. Estas coordenadas definen implícitamente el origen, la escala y la orientación de los ejes coordenados X, Y, Z, del sistema de referencia. Para expresar las posiciones de las coordenadas geodésicas, se utiliza el elipsoide GRS80 geocéntrico.

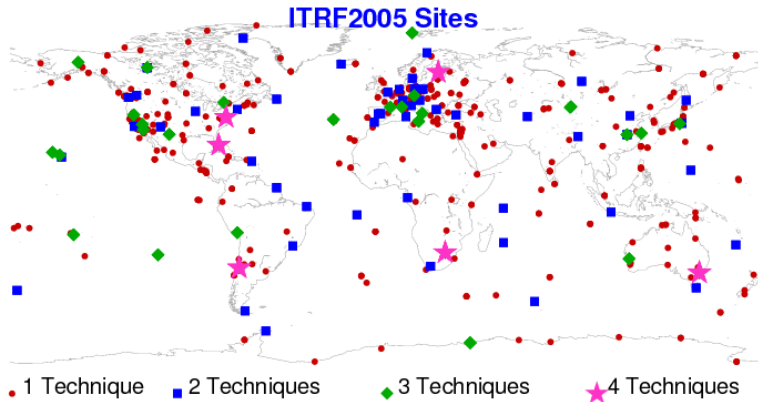


Figura 3.17. Mapa en el que se muestran las estaciones que forman el marco de referencia ITRF 2005. Cada forma y color corresponde a una técnica espacial utilizada diferente. International Terrestrial Reference Frame.

La conexión entre las diferentes técnicas de observación se realiza en aquellas estaciones que posean dos o más técnicas de observación y sea posible la determinación precisa ($\pm 4-5$ mm de error) de los incrementos de coordenadas X, Y, Z entre los instrumentos de medida (receptores GPS o DORIS, telescopios y radiotelescopios) utilizando mediciones topográficas o con GPS.

Las actualizaciones de la ITRF incluyen ITRF89, ITRF90, ITRF91, ITRF92, ITRF93, ITRF94, ITRF95, ITRF96, ITRF97, ITRF2000, ITRF2005 y ITRF2008, está preparándose ITRF2013. Las sucesivas versiones de ITRF representan mejor las cantidades y calidades de las observaciones, hay mejoras en los algoritmos de procesamiento y presentan mejores modelos de los movimientos (o velocidades) de las placas tectónicas.

El ITRF se nombra $ITRF_{yy}$ y época t_0 , donde yy indica el último año cuyos datos se usaron en la formación del ITRF y t_0 es el instante o época de la que se refieren los parámetros; así el $ITRF_{97}$ fue publicado en 1999 con los datos disponibles en 1997. Esto es necesario ya que todos los puntos de la corteza terrestre se asientan sobre placas tectónicas que sufren movimientos constantes.

La transformación rigurosa entre dos sistemas terrestres arbitrarios como el $ITRF_{yy}$, época t_0 , y el $ITRF_{zz}$, época t , se designa simbólicamente por:

$$ITRF_{yy}(t_0) \rightarrow ITRF_{zz}(t)$$

La relación entre dos marcos de referencia viene dada por una transformación de 7 parámetros (3 Traslaciones, 3 Rotaciones, y un cambio de escala D) más otras siete de sus variaciones temporales, primeras derivadas respecto al tiempo.

$$\begin{pmatrix} X_S \\ Y_S \\ Z_S \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} T_1 \\ T_2 \\ T_3 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} D & -R_3 & R_2 \\ R_3 & D & -R_1 \\ -R_2 & R_1 & D \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}$$

X, Y, Z son las coordenadas en el marco origen

X_S, Y_S, Z_S son las coordenadas a obtener en el marco destino

Por ejemplo entre ITRF92 e ITRF 2000, para la época 1988.0

$$\begin{pmatrix} X_S \\ Y_S \\ Z_S \end{pmatrix}_{ITRF92} = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{ITRF00} + \begin{pmatrix} T_1 \\ T_2 \\ T_3 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} D & -R_3 & R_2 \\ R_3 & D & -R_1 \\ -R_2 & R_1 & D \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_{ITRF00}$$

Para un parámetro dado P, su valor en una época t, se obtiene a partir de la ecuación: P (t) = P (t₀) +P (t-t₀).

En estos marcos de referencia, la posición de un punto y su evolución sobre la superficie terrestre se expresan de la siguiente manera:

$$X (t) = X_0 + V_0 (t-t_0) + \sum_i X_i (t)$$

$$X (t) = X (t_0) + (t - t_0) * V_X$$

$$Y (t) = Y (t_0) + (t - t_0) * V_Y$$

$$Z (t) = Z (t_0) + (t - t_0) * V_Z$$

Donde t₀ es la época de definición del marco de referencia. V es la velocidad del punto debida a los movimientos tectónicos y el sumatorio final son los efectos variables en el tiempo que modifican la posición del punto, por ejemplo los efectos de mareas terrestres, carga oceánica, etc.

ITRF es el Sistema de Coordenadas establecido por el IERS (International Earth Rotation Service). De este modo, el IGS, (International GNSS Service), difunde las efemérides precisas expresadas en este marco de referencia. Pero en el marco del IGS, aunque se apoya en el ITRF, las coordenadas han sido sólo obtenidas a partir de estaciones GNSS (no se incluyen observables de SLR, VLBI o DORIS) por eso al marco ITRF donde el IGS da las coordenadas se le llama IGS08 o IGB08, el termino b es una corrección o actualización del IGS concreto.

El establecimiento de un marco de referencia de precisión no es tarea sencilla ya que la Tierra sufre deformaciones debido a su carácter elástico y las precisiones de las observaciones son cada vez mayores, por lo que las observaciones deben ser corregidas por los efectos de:

- Mareas terrestres.
- Carga atmosférica y oceánica.
- Tectónica de placas. El movimiento de la corteza terrestre causado por la tectónica de placas produce el desplazamiento de los puntos de las redes geodésicas en el tiempo, generando distorsiones (ver Figura 3.18). Actualmente es posible determinar la magnitud empleando modelos globales de placas tectónicas. Las placas se desplazan de 2.5 a 5 cm año. El modelo utilizado hasta el ITRF2005 es el NNR-NUVEL-1A, basado en que no existen rotaciones sobre el Manto de las placas tectónicas y, por tanto, la suma de las velocidades de las placas sobre toda la Tierra es cero. Para el ITRF2008 se utiliza un modelo basado en las propias velocidades de las estaciones ITRF observadas con técnicas espaciales, el APKIM2005 (las velocidades presentan también error ya que se obtienen a partir de cálculos).
- Movimientos locales y regionales. Un ejemplo sería el rebote postglacial de Escandinavia. Por tanto, el ITRF es un marco dinámico que cambia de acuerdo a las variaciones temporales de las coordenadas y velocidades debido a los efectos anteriores (Martín Furones, 2011).

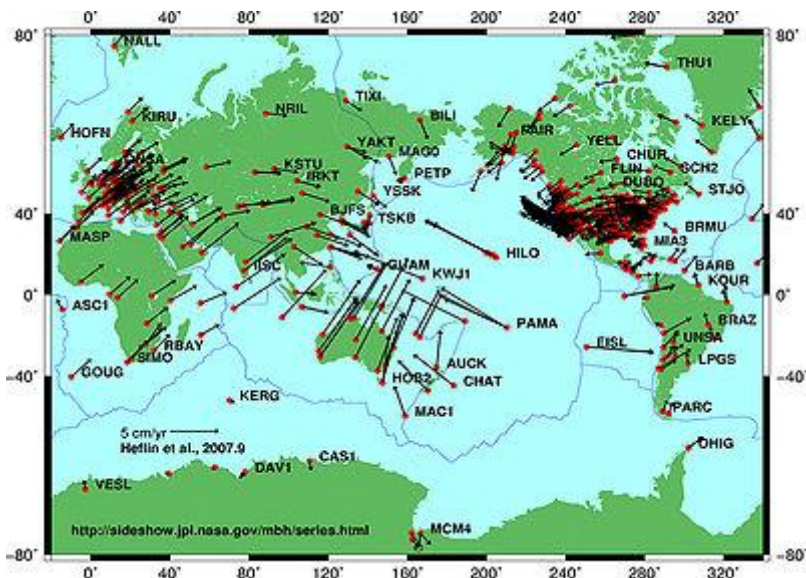


Figura 3.18. Vectores de velocidad de las placas

3.2.2.3 Marco de referencia GNSS. Materialización del ITRS: IGSy

La determinación de coordenadas a partir de observaciones GNSS debe producirse en un marco que permita establecer una relación directa con las coordenadas y marcos terrestres, y en el caso de GNSS se utilizan los sistemas y marcos ITRS e ITRF. IGS es la realización del ITRS, es el marco I.G.S. (Internacional GNSS Service) (Ray *et al.*, 2004 y Benciolini *et al.*, 2008) y su singularización IGS e IGb. Este marco de referencia ha sido el más utilizado, como se verá más adelante, en los estudios realizados.

IGS es un organismo compuesto por más de 200 agencias de todo el mundo que comparten recursos y datos de estaciones GPS o GLONASS permanentes de todo el mundo con el fin de generar productos GNSS de alta precisión.

El ITRF incluye observaciones GPS (Global Positioning System), SLR (Satellite Laser Ranging), VLBI (Very Long Baseline Interferometry) y DORIS (Doppler Orbit determination and Radiopositioning Integrated on Satellite). Pero esta red de estaciones no es muy homogénea a nivel mundial, y el IGS sólo selecciona estaciones GPS, y como no todas las estaciones GPS incluidas en el ITRF tienen una precisión homogénea, selecciona aquellas que satisfacen ciertos criterios de calidad y las utiliza como marco de referencia en el cálculo de sus productos finales (órbitas satelitales, correcciones a los relojes de los satélites, parámetros de orientación terrestre, etc.). Las estaciones elegidas cuentan únicamente con la técnica espacial GPS o GLONASS, es por esto que si se utilizan únicamente las observaciones de estas estaciones se puede formar un marco (el marco IGS) de referencia que será más consistente que el ITRF ya que no utiliza ni mezcla observaciones de otras técnicas espaciales, con esto no se quiere decir que sea un marco más preciso que el marco ITRF.

Esta red, que se muestra en la Figura 3.19, conformada por las estaciones de referencia seleccionadas por el IGS, cerca de 400, no presenta traslaciones, ni transformaciones, ni cambio de escala con respecto al ITRF; por ello, nominalmente, el marco de referencia del IGS y el ITRF son iguales. El 17 de abril de 2011 (semana GPS 1632) el servicio internacional de GNSS (IGS) dejó de usar el marco de referencia de IGS05 y adoptó uno nuevo, llamado IGS08, el cual se entiende equivalente al ITRF2008.

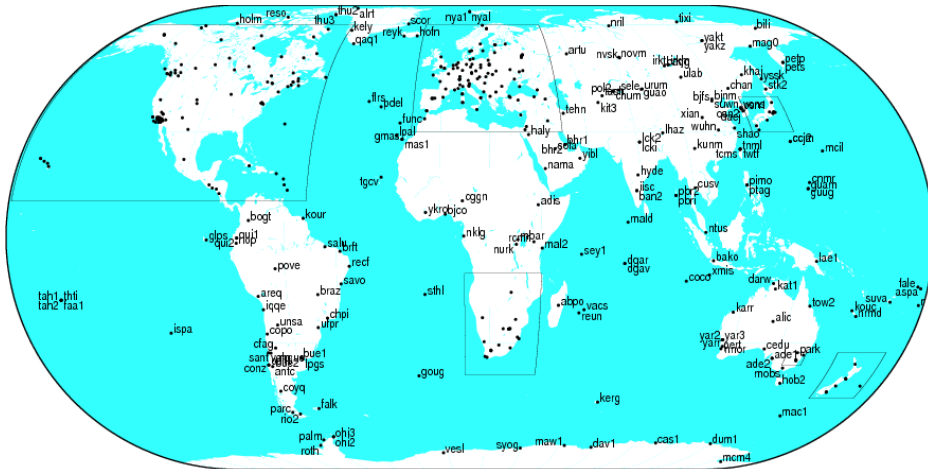


Figura 3.19. Mapa en el que se muestran las estaciones que forman el marco de referencia IGS. International GNSS Service.

El IGS anunció en octubre del 2012 (semana 1709) la introducción de una versión actualizada del Marco de Referencia IGS08, la cual se denomina IGb08. Esta actualización se debe a que muchas de las estaciones contenidas en el IGS08 han sufrido discontinuidades posteriores a la época 2009.5, lo que las hace inutilizables como puntos fiduciales en el ajuste de marcos de referencia. Las regiones más afectadas son América del Sur, África y el Este de Asia. El IGb08 se utiliza para reemplazar el IGS08 a partir del 7 de octubre de 2012, semana GPS 1709.

Las diferencias entre el ITRF y el IGS en la misma época apenas es de algún milímetro, por ello a todos los efectos se consideran similares.

Una de las principales diferencias entre los marcos IGS05 e IGSb00 o entre IGS05 e ITRF05 (en sus vértices GPS) radica en un refinamiento en la estrategia de cálculo para las coordenadas: para obtener una gran precisión de las coordenadas de un punto GPS es necesario conocer exactamente la posición del centro de fase tanto del satélite como de la antena receptora. La posición para la antena receptora se descompone en dos partes: un sesgo entre el centro de fase y el punto de referencia de la antena y una variación respecto a este sesgo, ya que el centro de fase no es algo fijo sino que depende de la elevación, acimut y la intensidad de la señal de los satélites.

Normalmente los fabricantes dan las coordenadas (3D) del sesgo del centro de fase respecto al punto de referencia de la antena (normalmente la intersección de la vertical mecánica con la parte baja de la antena) y se considera que las variaciones a este sesgo son despreciables, por lo que se fijan a cero, a este esquema se le denomina correcciones relativas del centro de fase de la antena. Actualmente tanto los

sesgos como las variaciones se pueden modelar (Seeber, 2003), para los diferentes tipos de antena existentes en el mercado, esta modelización dependerá de la elevación y acimut de los satélites de los que recibe señal. El resultado final será una mejora en la precisión de las coordenadas determinadas en estas estaciones, a este esquema se le denomina correcciones absolutas del centro de fase de la antena. Este efecto afecta, sobre todo, a la determinación de la escala del marco IGS. Así el marco ITRF2005 no es consistente con las calibraciones absolutas de antena GPS.

Los usuarios GNSS que utilicen productos IGS (órbitas, parámetros de rotación de la Tierra, etc.) en sus cálculos, estarán obteniendo las coordenadas finales de sus estaciones en el marco IGS (actualmente en el IGS08), por lo tanto será el marco específico para usuarios GPS.

3.2.2.4 Sistemas geodésicos de referencia locales. ETRS 89 datum europeo

Los sistemas de referencia locales o fijos a la Tierra se utilizan para determinar coordenadas de puntos sobre la superficie terrestre o en sus proximidades. Por tanto, al igual que la Tierra, están en continua rotación. En este tipo de sistemas de referencia no se cumplen las ecuaciones del movimiento de Newton al aparecer aceleraciones rotacionales (centrífuga y de Coriolis). Reciben por ello el nombre de sistemas no inerciales.

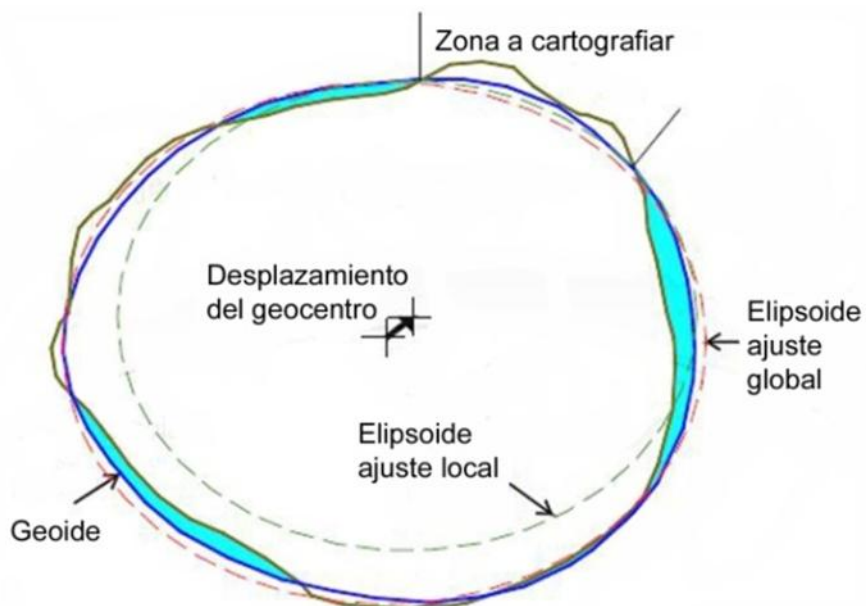


Figura 3.20. Desplazamiento del centro de masas de un sistema de referencia local.

Estos sistemas pueden ser fácilmente relacionados con el campo gravitatorio. De esta forma, permiten establecer sistemas de coordenadas intuitivos, en los que se describen los movimientos tal y como se producen ante nuestros ojos. Estos sistemas asignan dos coordenadas para los desplazamientos planimétricos sobre la superficie terrestre y una tercera para definir la separación respecto a ésta.

Un sistema geodésico de referencia local está determinado por un datum geodésico, conjunto de parámetros que definen la posición de un elipsoide respecto a la Tierra. Además se define un punto fundamental, en el cual se determinan parámetros como la orientación y el origen de coordenadas. Los sistemas geodésicos de referencia locales son sistemas cuasi-geocéntricos, es decir, poseen una considerable desviación con respecto al centro de masas de la Tierra o geocentro como se puede ver en la Figura 3.20. ($\Delta X \neq \Delta Y \neq \Delta Z \neq 0$) y están asociados a un elipsoide de referencia, cuyo objetivo es ajustar el geoide a una zona determinada del globo.

Un punto fundamental debe contar con: Coordenadas astronómicas (Φ, Λ), coordenadas geodésicas (φ, λ), altura ortométrica (H), azimuth hacia otro vértice (astronómico y geodésico), componente meridiana (ξ), primer vertical (η) y ondulación del geoide (N) nula.

Dicho de otra forma, El sistema local queda definido por siete parámetros (o, mejor dicho, 6 más una condición): valores para a y f (geometría del elipsoide), valores de las desviaciones de la vertical (ξ, η) y de la ondulación del geoide (distancia entre el elipsoide de referencia y el geoide), con estos tres parámetros se obtiene la orientación del elipsoide, el acimut geodésico de una línea y , como condición, que el semi-eje menor del elipsoide y el eje medio de rotación terrestre sean paralelos. Además se intenta que el elipsoide se ajuste lo máximo posible a la zona a cartografiar (ver Figura 3.20.), de manera que la reducción de observaciones sea lo más sencilla posible.

Los sistemas geodésicos de referencia locales están relacionados a coordenadas bidimensionales, ya sean estas geodésicas curvilíneas (φ, λ), o planas (x, y). La altura (H) se determina mediante un sistema de referencia vertical, el cual es independiente del sistema bidimensional. Las precisiones alcanzables por la materialización de un sistema local de primer orden corresponden a 10 ppm. Sin embargo, la zona de efectividad de este nivel de precisión estará limitada por la relación geométrica que exista entre el elipsoide y el geoide, pudiendo alcanzar errores relativos a decenas de metros en áreas bastante alejadas del punto fundamental (Fuentes, 2006).

EUREF (European Reference Frame) es la subcomisión de la IAG creada en 1987 que se encarga de la definición, realización y materialización del sistema de referencia europeo ETRS, y del sistema de referencia vertical europeo EVRS. Para el mantenimiento del ETRS se creó una red de estaciones permanentes EPN que contribuyen al mantenimiento del ETRS y se muestra en la Figura 3.21.

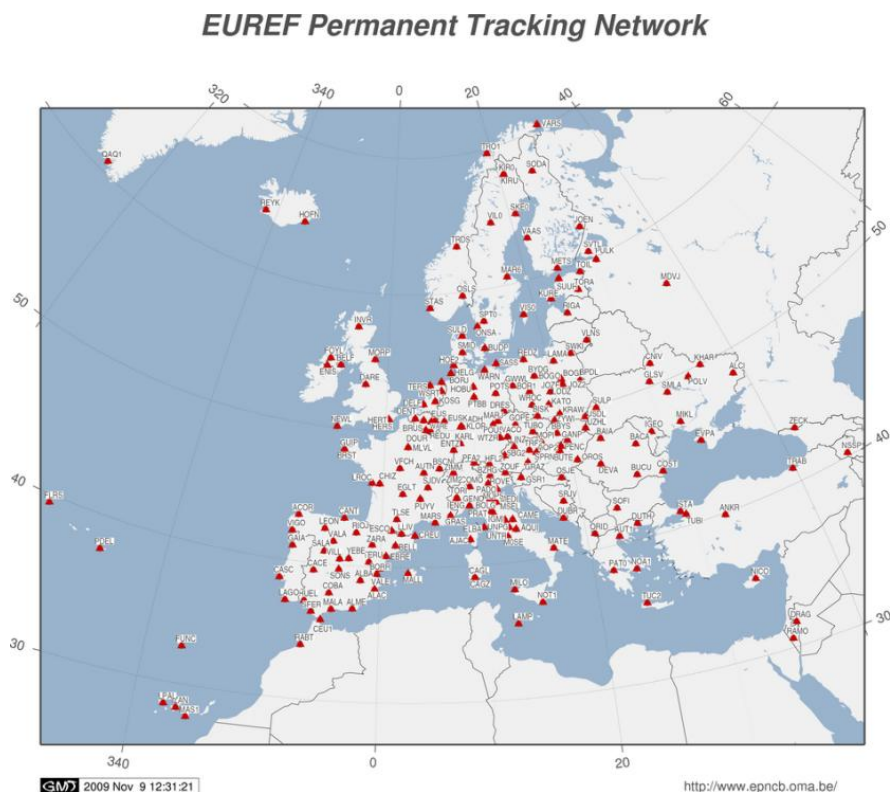


Figura 3.21. Red EUREF

Dado que, sobre la parte estable de Europa, la precisión de las posiciones individuales se encontraba ya en algunos pocos centímetros en X, Y y Z en 1989, se decidió que las coordenadas ITRF89 de las 36 estaciones europeas definieran el Marco de Referencia Terrestre Europeo (ETRF89), el cual rota con la parte estable de la placa euroasiática y es coincidente con el ITRF en la época 1989.0. Esto quiere decir que, al ajustar el marco a los movimientos de la placa, las coordenadas de las estaciones que forman el marco serán siempre iguales (al margen de posibles movimientos producidos por causas locales). A cada determinación ITRF(año) le corresponde una ETRF89(año), o simplemente ETRF(año).

El ETRS89 es el marco de referencia tridimensional europeo basado en una red de estaciones GPS EUREF. En el diseño de este marco de referencia europeo, los aspectos que se tuvieron en cuenta fueron:

- Establecer un marco de referencia geocéntrico para cualquier proyecto de ingeniería o geodinámico en Europa.

- Constituir una referencia de precisión para geodesia y navegación en Europa.
- Eliminar los datums locales en Europa de manera que constituyese un marco de referencia moderno que los diferentes servicios cartográficos nacionales adoptasen.

Está definido con una precisión de 1 cm. Este sistema de referencia geodésico está ligado a la placa estable de la placa continental europea. El ETRS se desplaza respecto a los ITRS globales, pero su relación es conocida, y sus coordenadas se pueden trasladar a un ITRS sin pérdida de precisión (ETRS89 Boucher and Altamimi).

Este sistema geodésico de referencia lleva asociado, entre otros parámetros, un elipsoide de referencia que es el GRS80 completamente equivalente a nivel usuario con el WGS84.

Los primeros cálculos de "ETRF89" son idénticos a "ITRF89". Comparando estos cálculos con resultados "ITRFyy" encontramos que la plataforma continental Europea (a excepción de Grecia y Turquía) se mueve uniformemente a una velocidad de 2-3 cm por año, con respecto al ITRS, como se puede ver en la Figura 3.22.

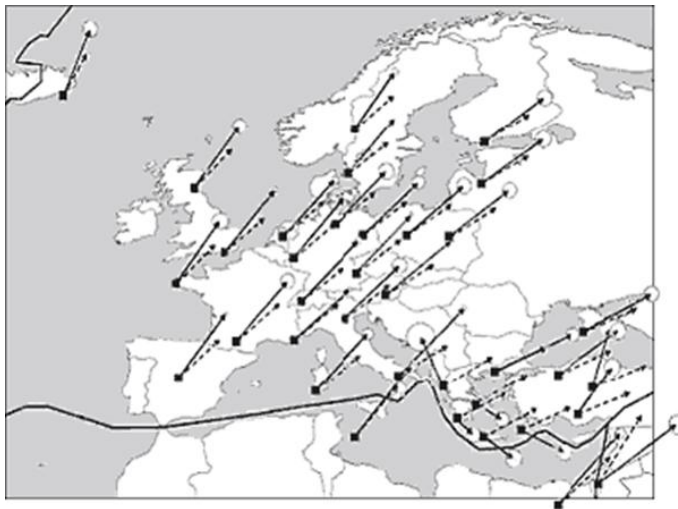


Figura 3.22. Desplazamiento de la plataforma continental Europea, de ETRF en comparación con ITRF (<http://www.ign.be/FR/FR2-1-5-1-3.shtm>)

La trasposición de los avances en marcos de referencia a la legislación española se materializa mediante el Real Decreto 1071/2007, de 27 de julio, por el que se regula el sistema geodésico de referencia oficial en España:

- El sistema de referencia ETRS89 (European Terrestrial Reference System 1989), Sistema de Referencia Terrestre Europeo 1989, ligado a la parte es-

- table de la placa continental europea, es consistente con los modernos sistemas de navegación por satélite GPS, GLONASS y el europeo GALILEO. Su origen se remonta a la resolución de 1990 adoptada por EUREF (Subcomisión de la Asociación Internacional de Geodesia, AIG, para el Marco de Referencia Europeo) y trasladada a la Comisión Europea en 1999, por lo que está siendo adoptado sucesivamente por todos los países europeos.
- El objeto de este real decreto es la adopción en España del sistema de referencia geodésico global, ETRS89, sustituyendo al sistema geodésico de referencia regional ED50.

Actualmente la IERS pretende actualizar el marco de referencia aproximadamente cada cinco años, esto puede producir saltos en las coordenadas de las estaciones y discontinuidades que pueden llevar a cierto grado de confusión (por ejemplo, se ha constatado un salto en el eje Z entre ITRF2000 e ITRF2005 de 1.8 mm/año debido, entre otras cosas, a la incertidumbre de las medidas SLR en la determinación del geocentro terrestre, evidentemente estos saltos pasarán a la definición ETRF del año correspondiente. Este salto u offset se ha introducido en la correspondiente solución ETRF, rompiendo con el carácter teórico de “coordenadas constantes” del marco europeo. Para evitar que esto vuelva a suceder dado que estos saltos son inherentes del propio proceso de generación y cálculo de los sucesivos marcos ITRF, se recomienda no utilizar el ETRF2005 (ni siquiera se ha creado), sino que se debe adoptar el ETRF2000 como marco de referencia convencional definitivo (es decir, se “congela” el marco ETRF89 al ETRF2000), de todas formas, para poder aprovechar las precisiones del marco ITRF2005 se recomienda que todas las estaciones europeas que posean solución en el marco ITRF2005 se expresen en el marco ETRF2000, llamando a estas coordenadas ETRF2000(R05). Esta decisión se adoptó, además, para armonizar las futuras realizaciones del sistema ETRS89, estableciendo así un único marco de forma convencional común para toda Europa. El marco de referencia se ha ido densificando poco a poco sobre todo gracias a las determinaciones GPS. En 1990 se añadieron 30 estaciones más a las originales, desde entonces se han ido introduciendo estaciones, sobre todo en Europa del Este. Actualmente cerca de 90 forman la red EUREF permanente (ver Figura 3.21).

Transformación entre ITRS-ETRS89

La transformación entre ITRS y ETRS89 se desarrolla por el EUREF TWC y se compone de tres pasos:

- Estimación de coordenadas en el ITRF actual, en la época actual t
- Transformación de ITRF a ETRF, en la época actual
- Propagación de las coordenadas en tiempo en el ETRF

En cuanto a la segunda etapa, hay que señalar que hasta el ITRF 2000 el EUREF recomienda transformar ITRS a ETRS89 sólo en las mismas versiones (de ITRF2000 y ETRF2000, etc), sin embargo, en el caso de ITRF2005, se recomienda

no utilizar el último ejercicio ETRF2005 sino más bien adoptar la ETRF2000 como un marco convencional del sistema de ETR89 (Boucher and Altamimi).

EUREF Permanent Network (EPN) <http://epncb.oma.be>

EUEF perteneciente a la IAG, es el Marco de Referencia para EUROPA, y realiza y mantiene los ETRS Sistema Europeo de Referencia. El instrumento de EUREF es la red de estaciones Permanente EPN, que cubre Europa con 223 estaciones GNSS (ver Figura 3.21).

Proyecto EUVN (European Vertical Reference Network)

La Red Vertical Europea GPS de Referencia (EUVN), diseñada para la unificación de los diferentes sistemas de altitudes en Europa, se observó en mayo de 1997 y sus resultados se presentaron en junio de 1998. Incluye 195 puntos distribuidos por toda Europa, 79 puntos EUREF, 53 puntos nodales de las redes de nivelación del este y oeste de Europa y 63 mareógrafos. En España existen 8 estaciones EUVN (Alicante, Almería, Barcelona, Casetas, La Coruña, Palma, Puertollano y Santander). Cada una de ellas posee un conjunto de coordenadas tridimensionales, X, Y, Z, latitud, longitud, altitud elipsoidal y altitud física derivada de medidas de nivelación y gravedad con respecto a UELN y/o los sistemas nacionales de altitudes. El proyecto EUVN contribuye a la realización de un datum Europeo Vertical y a conectar los diferentes niveles del mar de los diferentes países europeos con respecto al PSMSL (Servicio Permanente del Nivel Medio del Mar), así como a la determinación de un sistema global absoluto de altitudes.

3.2.2.5 Sistemas de referencia geodésicos globales. GRS80 y WGS84

El Geodetic Reference System 1980 (GRS80) adoptado por la IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics) por su asamblea general de Camberra en 1979, pertenece a este grupo. Este sistema reemplaza al GRS67 por no representar adecuadamente el tamaño, forma y el campo gravitatorio con precisión suficiente para la mayoría de aplicaciones geodésicas, geofísicas, astronómicas e hidrográficas. Los principales parámetros del sistema se muestran en la Tabla 3.2.

El parámetro a se ha obtenido a partir de medidas SLR y Doppler, el coeficiente del potencial gravitatorio J_2 se ha obtenido a partir de perturbaciones en la órbita de satélites, la constante gravitacional GM ha sido obtenida a partir de SLR, LLR y pruebas espaciales y $\omega = 7293115 \cdot 10^{-11}$ rd/sg se ha obtenido a partir de medidas astronómicas.

La orientación del eje Z será la definida por el polo C.I.O., como eje X el meridiano 0 definido por la B.I.H. y el eje Y formando la triplete dextrógira.

Parámetro	Abreviación	Valor
Radio ecuatorial de la Tierra. Semieje	a	6.378.137 m
Aplanamiento	f	1/298,257222101
Primera excentricidad	e	0.081819191043
Segunda excentricidad	e'	0.0820944379496
Constante gravitacional geocéntrica	GM	$3986005 * 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$
Factor dinámico	J_2	$108263 * 10^{-8}$
	ω	$7293115 \cdot 10^{-11} \text{ rd/s}$

Tabla 3.2. Principales parámetros del sistema Geodetic Reference System 1980 (GRS80)

Este sistema sigue en vigor y no se ha actualizado en su definición ya que se debe tener en cuenta que por debajo del metro en la diferencia de parámetros, no existe una diferencia práctica en la determinación de coordenadas. Así las mejoras del mismo se consideran avances científicos pero el estándar (GRS80) no se debe cambiar.

Cuando la información sobre el datum se obtiene a partir de posiciones dentro de la órbita de los satélites (determinación dinámica del sistema), los coeficientes del potencial gravitatorio (J_2), así como algunas constantes (ω , velocidad de la luz, constante gravitatoria geocéntrica) forman parte de la definición del datum ya que se calculan todas juntas.

Un ejemplo de éste último grupo es el World Geodetic System 1984 (WGS84) utilizado por la técnica GPS y obtenido exclusivamente a partir de los datos de la constelación de satélites GPS.

World Geodetic System es un sistema de referencia terrestre convencional desarrollado por el servicio geográfico de la armada de los EEUU (DMA-Defense Mapping Agency. Posteriormente NIMA). El sistema de coordenadas cartesianas tridimensional GPS es un marco de referencia terrestre centrado en la Tierra **ECEF** y fijo a ella (Earth Centered, Earth Fixed).

El WGS-84 se realizó a partir de un conjunto de más de 1500 posiciones terrestres, cuyas coordenadas se derivaron de observaciones Doppler. Posteriormente se realizan refinamientos del sistema. Actualmente el utilizado es el marco WGS84 (G1150), que fue introducido en 2002 y que está de acuerdo con ITRF2000 a nivel de centímetro.

El marco de referencia WGS lo constituyen los satélites y sus efemérides transmitidas, no existe un marco en Tierra, por esos se realizan sucesivas aproximaciones o refinamiento al ITRF, de manera que sus coordenadas absolutas apenas difieran.

Las características de WGS84 se muestran en la figura 3.23. y son:

- Su origen es coincidente (± 2 m) con el centro de masas de la Tierra, incluidos océanos y mares.
- El eje Z está en dirección del Polo terrestre Convencional, del BIH época 1984.
- Eje X es la intersección del plano del meridiano de referencia, meridiano cero Greenwich con el ecuador.
- Eje Y completa el sistema ortogonal dextrorsum.

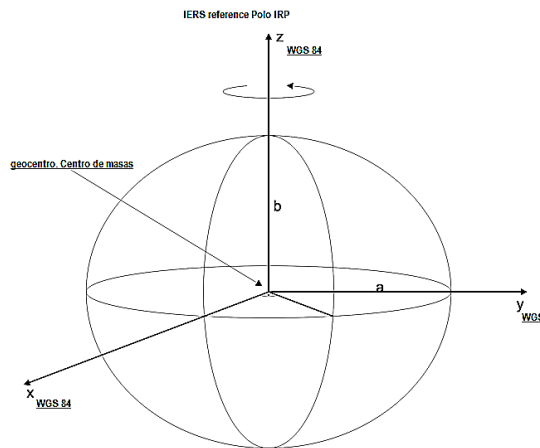


Figura 3.23. Características geométricas de WGS84

Las funciones derivadas para el elipsoide de referencia WGS84 se muestran en la Tabla 3.3.

Elipsoide de referencia: WGS84	
Nombre	Constantes y Magnitudes
a semieje mayor	6378137 m precision ± 2 m
b semieje menor	6356752.31424518
e Excentricidad	0.08181919084
F aplanamiento	1:298.257223563
W_e velocidad rotacion Tierra	$7.2921151467 * 10^{-5}$ rad/s
μ cte gravitacional GM	$3986004.418 * 10^8$ m ³ /s ²

Tabla 3.3. Constantes para el elipsoide WGS84.

El WGS 84 utilizó originalmente el elipsoide GRS80 de referencia, pero ha sido objeto de algunas mejoras menores en posteriores ediciones desde su publicación inicial. La mayoría de estas mejoras son importantes para los cálculos orbitales de

alta precisión para los satélites, pero tienen poco efecto práctico sobre los usos típicos topográficos. Actualmente WGS 84 utiliza el geoide EGM96 (modelo gravitacional de la Tierra 1996), revisado en 2004. Este geoide define la superficie del nivel del mar nominal por medio de una serie de armónicos esféricos de grado 360, que proporciona unos 100 km de resolución horizontal.

De acuerdo con el IERS/ITRS, las versiones más actuales del sistema WGS84 (G730 G873 y G1150) y las del sistema ITRS (ITRFyy) se pueden considerar idénticas al nivel de los 10 cm. Por tanto, para relacionar el ETRS89 y el WGS84 consideraremos la equivalencia entre el ETRS89 y el ITRS.

La diferencia entre GRS80 y WGS84 es despreciable.

3.2.3 Técnicas más utilizadas

Varias son las técnicas que se utilizan para el estudio de los desplazamientos de la corteza terrestre, las más utilizadas se explican brevemente en este apartado. En la Figura 3.24 se muestra un esquema resumen de las técnicas más habituales.

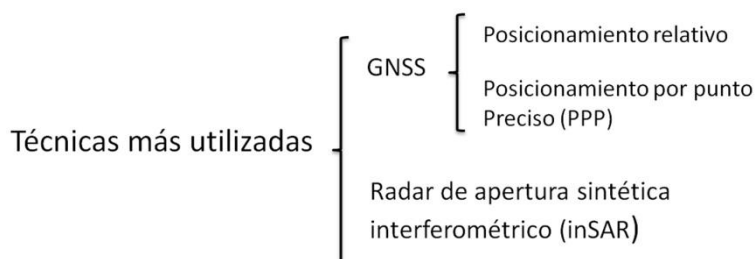


Figura 3.24. Esquema de las técnicas más utilizadas para el estudio de los desplazamientos de la corteza terrestre.

En todos los casos analizados en esta tesis, se ha tratado de determinar los desplazamientos permanentes producidos por diferentes fenómenos geodinámicos: terremotos, movimiento general de las placas tectónicas, movimiento de fallas, subsidencia del terreno y vulcanismo. Para lograr este fin se ha utilizado el posicionamiento relativo GNSS con medidas de fase. Se ha empleado esta metodología por ser la que ofrece mayores precisiones en la detección de desplazamientos permanentes, que son los que buscamos.

En el caso de que se tratara de detectar desplazamientos no permanentes producidos en cortos periodos de tiempo, como es el caso de los terremotos, la técnica más adecuada sería el posicionamiento por punto preciso (PPP), como se puede ver en la figura 3.25.

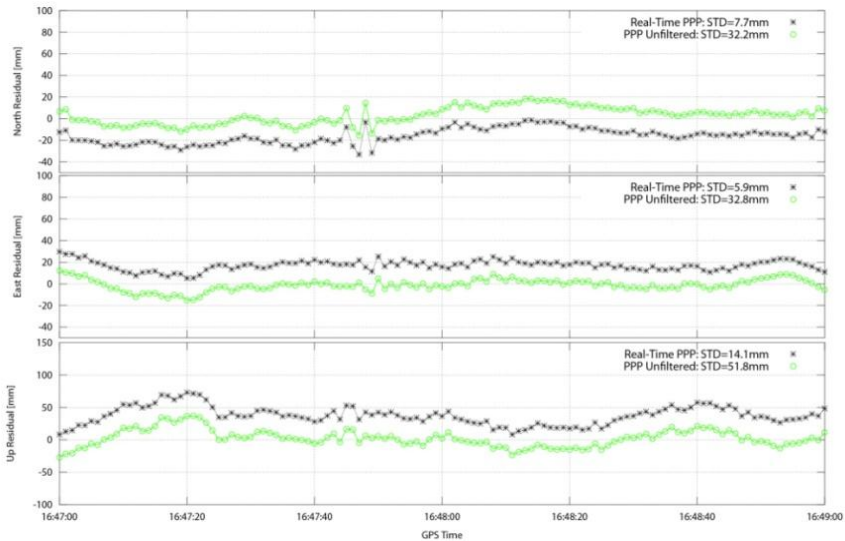
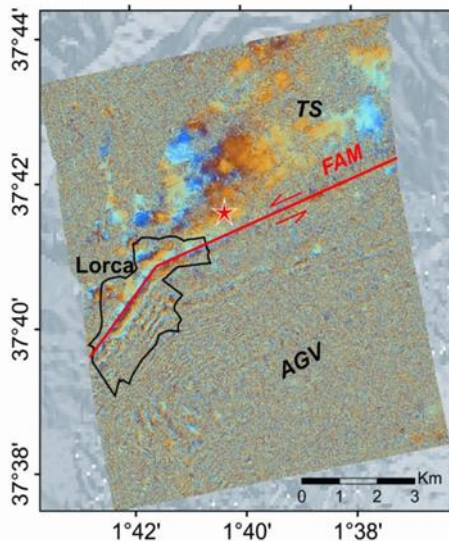


Figura 3.25. Posiciones calculadas mediante PPP del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011 de magnitud Mw 5.1 (16:47:40 GPST)



Del mismo modo, si analizáramos una zona en la que no existe infraestructura de estaciones permanentes GNSS, o bien, por cualquier motivo no se pueden realizar campañas periódicas de observaciones GNSS, la metodología más adecuada sería la utilización del radar de apertura sintética interferométrico (inSAR). Un ejemplo de lo indicado se muestra en la figura 3.26.

Figura 3.26. Deformaciones co-sísmicas obtenidas mediante inSAR del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011. Institut Geològic de Catalunya.

3.2.3.1 GNSS posicionamiento relativo⁵⁶

Se trata de la técnica utilizada para llevar a cabo los estudios que se presentan en esta tesis.

El objetivo del posicionamiento relativo consiste en la determinación de las componentes del vector que une dos puntos A y B, donde uno de ellos se establece como fijo. Las citadas componentes se determinarán, bien en incrementos de coordenadas o en la determinación del azimut, de la distancia relativa y la diferencia de altura. Este posicionamiento puede hacerse tanto con pseudodistancias como con medidas de fase, pero sólo se va a tratar el caso de medidas de fase.

Este posicionamiento requiere observaciones simultáneas de dos estaciones A y B y dos satélites j y k, y dos épocas o tiempos de observación, y a partir de estas exigencias se pueden crear diversas combinaciones lineales para eliminar o atenuar los errores sistemáticos propios de la observación de fase. Este método permite obtener grandes precisiones, puesto que elimina la mayoría de los errores sistemáticos y da solución a una red estática para obtener las precisiones que habitualmente se requieren. Al vector AB se le llama línea base.

Las componentes del vector AB son:

$$\begin{pmatrix} X_B - X_A \\ Y_B - Y_A \\ Z_B - Z_A \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta X_{AB} \\ \Delta Y_{AB} \\ \Delta Z_{AB} \end{pmatrix}$$

3.2.3.1.1 Simple diferencias de fase

Si se realiza una observación desde dos receptores A y B a un satélite j en un mismo instante, como se muestra en la Figura 3.27. Las ecuaciones de la diferencia de fase para los dos puntos son las siguientes:

La ecuación de fase del receptor A satélite j:

$$\Phi_A^j = \left(\frac{\rho_A^j}{\lambda} \right) + \left(\frac{((\Delta\delta_A \Delta\delta^j) \cdot c)}{\lambda} \right) + N_A + \frac{\Delta_{A_{trop}}^j}{\lambda} - \frac{\Delta_{A_{ion}}^j}{\lambda}$$

⁵ Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2008. GNSS. Global Navigation Satellite System.

⁶ Berné *et al.*, 2013. GPS. Fundamentos y aplicaciones en Geodesia y Topografía.

Y la ecuación de fase receptor B satélite j:

$$\Phi_B^j = \left(\frac{\rho_B^j}{\lambda} \right) + \left(\frac{((\Delta\delta_B \Delta\delta^j) \cdot c)}{\lambda} \right) + N_B + \frac{\Delta_{Btrop}^j}{\lambda} - \frac{\Delta_{Bion}^j}{\lambda}$$

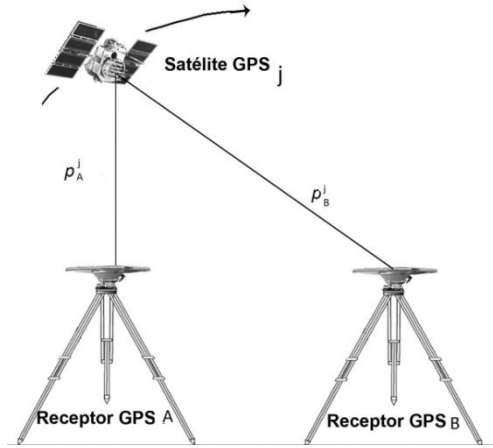


Figura 3.27. Simples diferencias entre receptores

Y la diferencia entre las dos ecuaciones

$$\Phi_B^j(t) - \Phi_A^j(t) = \left[\frac{\rho_B^j(t) - \rho_A^j(t)}{\lambda} \right] + \frac{(\delta_B(t) - \delta_A(t)) \cdot c}{\lambda} + N_B - N_A + \frac{\Delta_{Btrop}^j}{\lambda} - \frac{\Delta_{A trop}^j}{\lambda} - \frac{\Delta_{B ion}^j}{\lambda} - \frac{\Delta_{A ion}^j}{\lambda}$$

De forma abreviada se puede poner como:

$${}_B\Phi_A^j = \Phi_B^j(t) - \Phi_A^j(t) = \frac{\Delta\rho_{BA}^j}{\lambda} + \frac{\Delta\delta_{BA} \cdot c}{\lambda} + \Delta N_{BA} + \frac{\Delta_{BA trop}^j}{\lambda} - \frac{\Delta_{BA ion}^j}{\lambda}$$

Es la forma final de la ecuación en simples diferencias, donde ha desaparecido el término de desviación del reloj del satélite. Las incógnitas de este modelo así definido, son la diferencia entre los estados de los relojes de los receptores, la diferencia de ambigüedades, las diferencias de distancias al satélite desde los puntos A y B y el estado atmosférico.

Un caso análogo es la construcción de las simples diferencias de observaciones simultánea de dos satélites i, j desde un mismo punto o receptor A, como se muestra en la Figura 3.28. En este caso se elimina el estado del reloj del receptor, pero per-

manece la del estado del satélite. Algunos autores a esta expresión la denominan simples diferencias entre satélites.

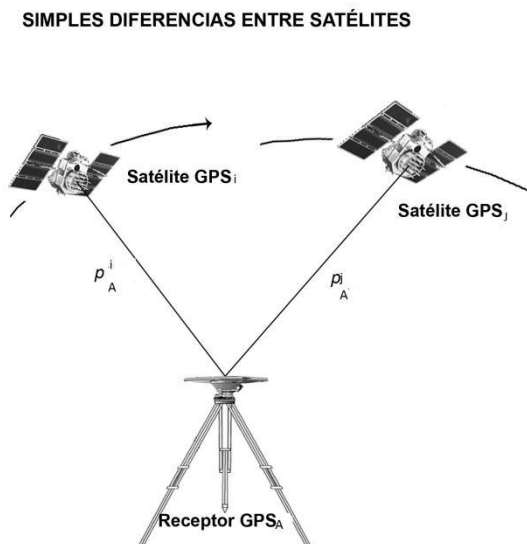


Figura 3.28. Simples diferencias entre satélites

Las simples diferencias también reducen errores orbitales y de refracción atmosférica, en el caso que los receptores estén a distancias cortas, ya que los errores mencionados serán muy próximos, y el valor diferencia será muy pequeño.

3.2.3.1.2 Dobles diferencias de fase

El modelo de dobles diferencias requiere que éstas sean referidas a un satélite común (satélite de referencia).

Sean dos puntos A, B, y dos satélites j, k implicados como muestra la Figura 3.29., se pueden formar dos simples diferencias de acuerdo con la ecuación anterior, con esta combinación del método de simples diferencias entre estaciones y satélites se eliminan los estados de los relojes tanto de receptor como de satélite:

$$\begin{aligned}
 {}_B\Phi_A^j &= \Phi_B^j(t) - \Phi_A^j(t) = \Delta N_{BA}^j + \frac{\Delta \rho_{BA}^j}{\lambda} + \frac{\Delta \delta_{BA} \cdot c}{\lambda} + \frac{\Delta_{BA}^j{}_{trop}}{\lambda} - \frac{\Delta_{BA}^j{}_{ion}}{\lambda} \\
 {}_B\Phi_A^k &= \Phi_B^k(t) - \Phi_A^k(t) = \Delta N_{BA}^k + \frac{\Delta \rho_{BA}^k}{\lambda} + \frac{\Delta \delta_{BA} \cdot c}{\lambda} + \frac{\Delta_{BA}^k{}_{trop}}{\lambda} - \frac{\Delta_{BA}^k{}_{ion}}{\lambda}
 \end{aligned}$$

Luego la ecuación de diferencia de fases entre dos receptores y dos satélites en el mismo instante t vendrá dada por:

$$\begin{aligned}
 {}_B\Phi_A^k - {}_B\Phi_A^j &= (\Delta N_{BA}^k - \Delta N_{BA}^j) + \left(\frac{\Delta \rho_{BA}^k}{\lambda} - \frac{\Delta \rho_{BA}^j}{\lambda} \right) + \left(\frac{\Delta_{BA}^{k trop}}{\lambda} - \frac{\Delta_{BA}^{j trop}}{\lambda} \right) \\
 &\quad - \left(\frac{\Delta_{BA}^{k ion}}{\lambda} - \frac{\Delta_{BA}^{j ion}}{\lambda} \right)
 \end{aligned}$$

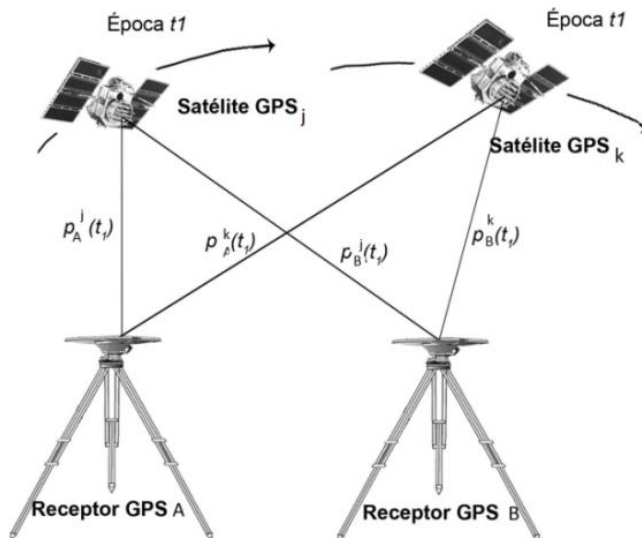


Figura 3.29. Dobles diferencias

Mediante el uso de esta expresión se eliminan las desviaciones de los osciladores de los receptores con respecto a la escala de tiempos GPS.

Todavía quedan como incógnitas la ambigüedad inicial en ambas estaciones N , y los errores atmosféricos, troposfera e ionosfera.

3.2.3.1.3 Triples diferencias de fase

Con objeto de eliminar la ambigüedad, Remondi sugirió sustraer dos dobles diferencias en dos épocas infinitamente próximas, t_1 y t_2 llamada triples diferencias, como muestra la Figura 3.30.

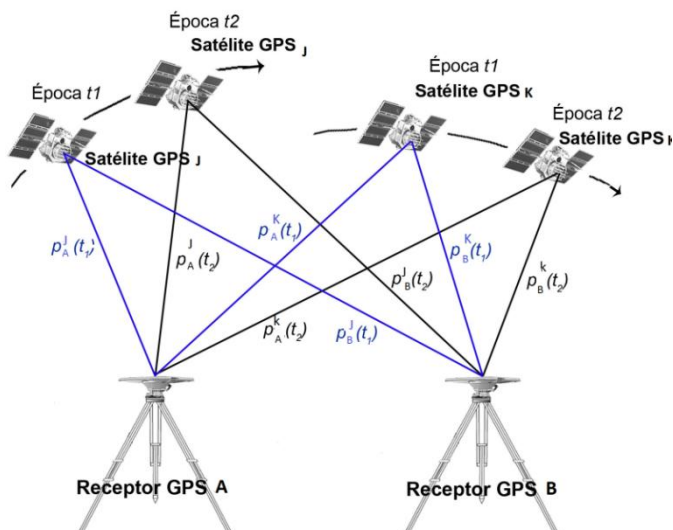


Figura 3.30. Triples diferencias

Planteemos el modelo, de acuerdo a las expresiones de dobles diferencias:

En el instante t_1 :

$$\begin{aligned}
 & {}_B\Phi_{A(t_1)}^k - {}_B\Phi_{A(t_1)}^j \\
 &= \left(\Delta N_{BA(t_1)}^k - \Delta N_{BA(t_1)}^j \right) + \left(\frac{\Delta \rho_{BA(t_1)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta \rho_{BA(t_1)}^j}{\lambda} \right) \\
 &+ \left(\frac{\Delta_{BA trop(t_1)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta_{BA trop(t_1)}^j}{\lambda} \right) - \left(\frac{\Delta_{BA ion(t_1)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta_{BA ion(t_1)}^j}{\lambda} \right)
 \end{aligned}$$

En el instante t_2 :

$$\begin{aligned}
 & {}_B\Phi_{A(t_2)}^k - {}_B\Phi_{A(t_2)}^j \\
 &= \left(\Delta N_{BA(t_2)}^k - \Delta N_{BA(t_2)}^j \right) + \left(\frac{\Delta \rho_{BA(t_2)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta \rho_{BA(t_2)}^j}{\lambda} \right) \\
 &+ \left(\frac{\Delta_{BA trop(t_2)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta_{BA trop(t_2)}^j}{\lambda} \right) - \left(\frac{\Delta_{BA ion(t_2)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta_{BA ion(t_2)}^j}{\lambda} \right)
 \end{aligned}$$

Es decir la triple diferencia vendrá dada por:

$$\begin{aligned} & \left({}_B\Phi_{A(t_2)}^k - {}_B\Phi_{A(t_2)}^j \right) - \left({}_B\Phi_{A(t_1)}^k - {}_B\Phi_{A(t_1)}^j \right) \\ &= \left(\frac{\Delta\rho_{BA(t_2)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta\rho_{BA(t_2)}^j}{\lambda} \right) - \left(\frac{\Delta\rho_{BA(t_1)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta\rho_{BA(t_1)}^j}{\lambda} \right) \end{aligned}$$

Que de acuerdo a las expresiones anteriores se podrá poner como:

$$\begin{aligned} & \left({}_B\Phi_{A(t_2)}^k - {}_B\Phi_{A(t_2)}^j \right) - \left({}_B\Phi_{A(t_1)}^k - {}_B\Phi_{A(t_1)}^j \right) \\ &= \left(\frac{\Delta\rho_{BA(t_2)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta\rho_{BA(t_2)}^j}{\lambda} \right) - \left(\frac{\Delta\rho_{BA(t_1)}^k}{\lambda} - \frac{\Delta\rho_{BA(t_1)}^j}{\lambda} \right) \end{aligned}$$

Al ser dos instantes o épocas tan próximas se eliminan los términos de N, pues son prácticamente iguales, y lo mismo ocurre con el efecto atmosférico, pues no habrá habido cambios entre ambas observaciones.

Por lo tanto la expresión de triples diferencias queda sólo vinculada a los valores de distancias ρ . Con triples diferencias se calcula una distancia ρ , y con este valor se trabaja con dobles diferencias para obtener el número N de ambigüedades. Si la solución que se obtenga con dobles diferencias da un valor N fijo, es la solución fija dobles diferencias, que es la deseada, caso de no poder obtenerse dobles diferencias con solución fija de N, se resuelve con el mejor N posible, y la solución es solución flotante.

flotante. En la figura 28 se muestra un esquema del proceso de cálculo.

3.2.3.1.4 Esquema de cálculo mediante programa comercial

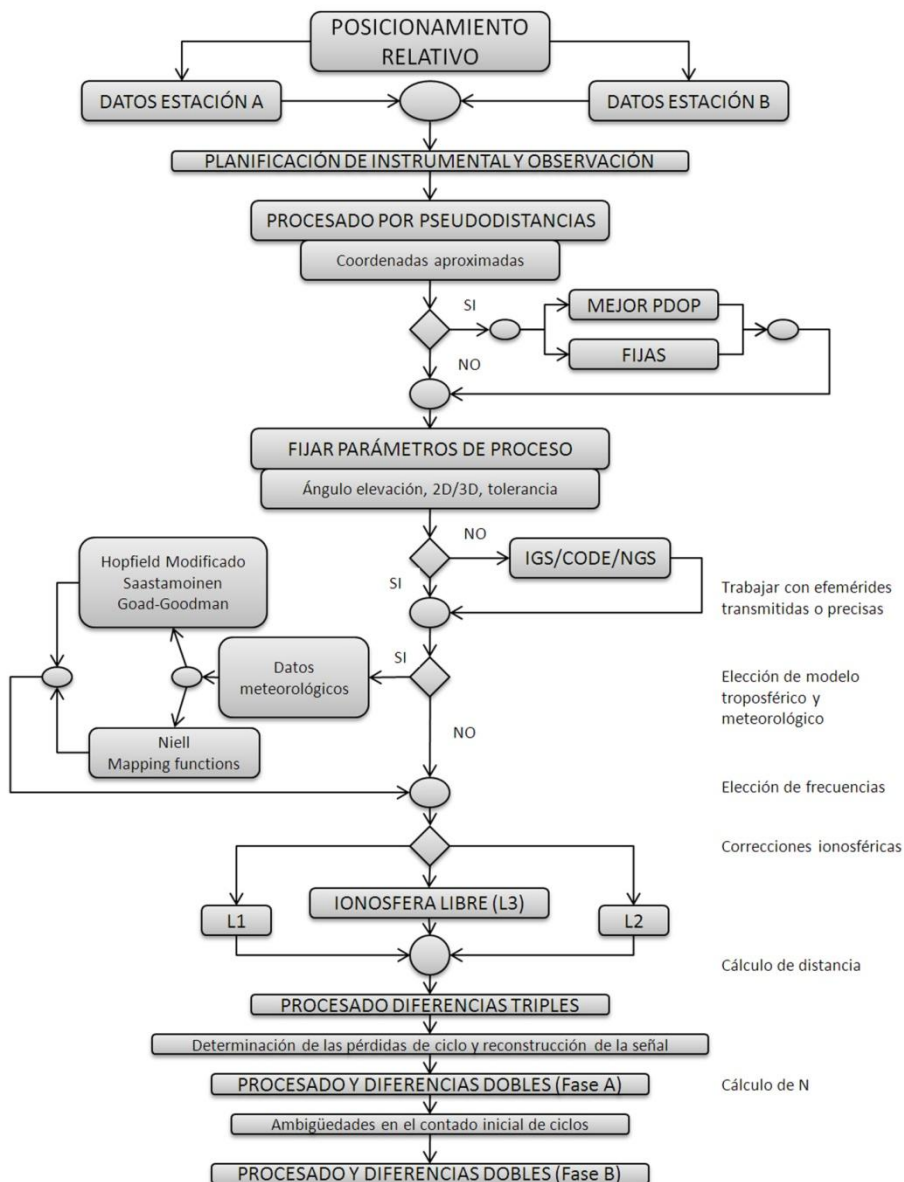


Figura 3.31. Proceso de cálculo mediante programa comercial

3.2.3.1.5 Esquema de cálculo mediante programa científico geodésico de alta precisión

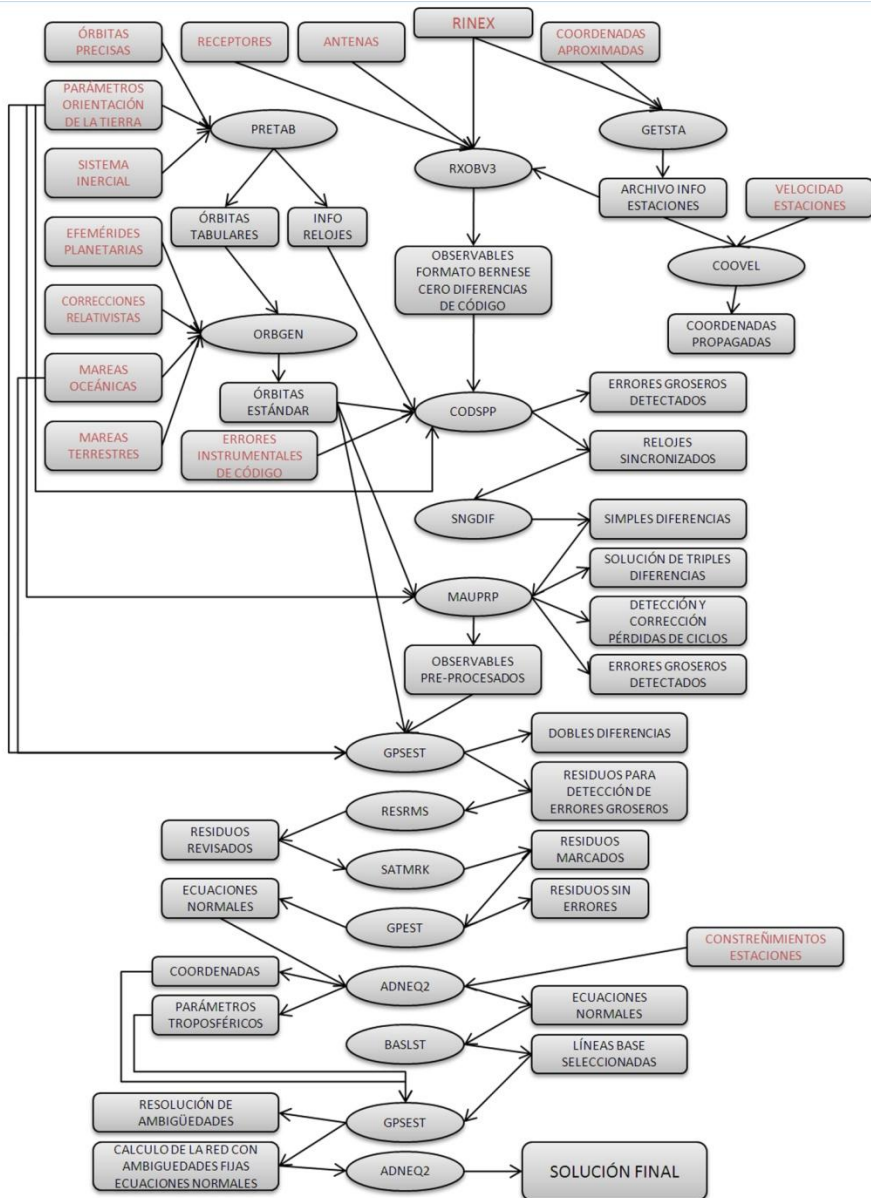


Figura 3.31. Proceso de cálculo mediante programa científico geodésico de alta precisión

Para la realización de todos los cálculos, en la presente tesis se ha utilizado un programa científico de procesamiento de datos GNSS.

El uso de un programa científico aporta precisión a los cálculos, en cuanto que es capaz de introducir parámetros que los programas comerciales no contemplan:

Velocidades de las estaciones

Actualmente, como ya se ha indicado, las coordenadas de las estaciones de las redes geodésicas, se publican con respecto a un marco de referencia y en una época específica en el tiempo, este hecho implica que las coordenadas para un punto con respecto al marco de referencia son válidas solamente para la fecha o época especificada. Se puede afirmar, por tanto, que las coordenadas de una red en un marco y época definida son como “una fotografía” de dicha red. La aplicación del efecto del tiempo en el procesamiento de datos GPS se traduce en la obtención de órdenes de exactitud más altos y una mejora en la consistencia con el marco de referencia adoptado, en especial para las zonas en donde intervienen en el procesamiento de datos estaciones de referencia en diferentes placas tectónicas o en las que existan otro tipo de desplazamientos, como vulcanismo, sismicidad o subsidencia.

Parámetros de orientación de la Tierra. Movimiento del polo

Los EOP (Earth Orientation Parameters) son parámetros de orientación que permiten relacionar el sistema terrestre medio con el sistema celeste medio. Estos parámetros se estiman a partir de la combinación de soluciones de VLBI, SLR, DORIS y GNSS posibles gracias a la presencia de estaciones que poseen más de una de estas técnicas. Son calculados por el IERS (International Earth Rotation And Reference Systems Service). El IGS (International GNSS Service) proporciona soluciones de EOP como un servicio del IERS. Uno de los parámetros fundamentales del Sistema de Referencia Terrestre Internacional está dado por el eje de rotación terrestre. Éste no se encuentra fijo en el espacio, es por ello que sus movimientos deben ser tenidos en cuenta a la hora de realizar cálculos GNSS de alta precisión. Los movimientos del eje pueden ser descriptos como una superposición de varios movimientos agrupados bajo los términos de Precesión y Nutación. Por otra parte, las variaciones del eje de rotación instantáneo respecto del convencional se denominan Movimiento del Polo. A estos movimientos se agrega la rotación terrestre propiamente dicha, compuesta por una velocidad de rotación media y sus propias irregularidades.

Correcciones por cargas oceánicas.

La corteza presenta una respuesta elástica frente a las variaciones de las mareas oceánicas. Esta respuesta es de mayor magnitud para estaciones cercanas a los bordes continentales y de mucha menor influencia en las estaciones ubicadas en el interior del continente.

Las cargas oceánicas originan una serie de efectos sobre la superficie terrestre. Estos efectos pueden dividirse en tres partes principales: La primera, la deformación elástica de la Tierra bajo el peso de las masas de agua oceánica. La segunda, la atracción gravitatoria directa que ejercen estas masas de agua. Finalmente, como consecuencia de las dos anteriores, se produce una redistribución de masas en el interior de la Tierra que origina, a su vez, variaciones de gravedad.

Sobre la superficie terrestre el efecto de las cargas oceánicas se observa periódicamente en forma de deformaciones y variaciones de gravedad y afecta, por tanto, a observaciones geodésicas y geofísicas. Los desplazamientos originados por las cargas oceánicas pueden alcanzar un rango de varios centímetros, por lo que dichos desplazamientos deben corregirse sobre las observaciones GPS para obtener altas precisiones.

Correcciones por mareas terrestres:

La suma de los efectos gravitatorios del Sol, la Luna y los planetas del Sistema Solar afectan a la Tierra no solo a la hidrosfera, sino también en las zonas continentales, ocasionando las mareas terrestres. Este hecho afectará a cualquier medida geodésica efectuada sobre la superficie terrestre, por lo que, para cálculos precisos, debemos tener en cuenta tal efecto y corregirlo adecuadamente ya que las mareas terrestres provocan que los observables geodésicos de precisión sean dependientes del tiempo, debiendo reducirse a un estado cuasi-estacionario de invarianza temporal. Este efecto se ha de tener en cuenta en las medidas GNSS de alta precisión, ya que cambiarán la posición del punto. El fenómeno afectará, sobretodo, a la componente radial, es decir a la altura elipsoidal, mientras que el efecto en planimetría será mucho más modesto. En el proceso de cálculo utilizado, estos efectos se han tenido en cuenta, introduciendo en el programa las efemérides planetarias correspondientes

Correcciones por errores instrumentales de código

Desde hace tiempo se sabe que existen sesgos en los satélites GNSS, sesgos dependientes de la combinación de observables y de los receptores utilizados. La comunidad científica tiene disponibles diferentes combinaciones de observables GNSS, pero debido a este efecto, el posicionamiento preciso de las líneas de base se puede llegar a degradar debido a esta mezcla de tipos de observables para redes con varios modelos de receptor. Debido a que estos sesgos pueden afectar negativamente a la resolución de ambigüedades de fase de la portadora, es necesario tenerlos en cuenta para corregirlos.

Los programas científicos para cálculos GNSS más relevantes son: GAMIT-GLOBK, del Department of Earth Atmospheric and Planetary Sciences (Massachusetts Institute of Technology), GIPSY-OASIS (Jet Propulsion Laboratory – NASA) y el BERNESE, desarrollado por la Universidad de Berna

En esta tesis se ha utilizado el programa Bernese 5.0. Para realizar los cálculos en este programa, se han de ejecutar una serie de procesos y dependiendo de qué resultado queramos conseguir, ejecutaremos los citados procesos en un determinado orden, teniendo en consideración que generalmente ejecutaremos el mismo proceso varias veces con diferentes datos de entrada. El procedimiento estándar de cálculo que se ha utilizado para la compensación de las redes GNSS en esta tesis, se muestra en la Figura 3.31. y se detalla a continuación.

El primer paso consiste en la generación de un archivo con la información de las estaciones, éste es un archivo que utilizará más tarde Bernese y su importancia radica en el hecho de que al generarlo, al programa chequea la información contenida en los archivos RINEX de observación, detectando posibles incoherencias.

Las coordenadas de las estaciones de referencia están referidas a una época específica. El proceso COOVEL propaga las coordenadas de estas estaciones a la época de observación utilizando las velocidades de cada una de esas estaciones. Las velocidades de las estaciones son proporcionadas por diversos organismos gestores de datos GNSS, pero si no se tiene las velocidades de los vértices se puede utilizar el programa NUVELO de Bernese para calcularlas mediante el modelo NUVEL-1.

Para cualquier procesamiento GNSS de precisión son necesarias las órbitas precisas de los satélites, estas órbitas las facilitan varios organismos en archivos *.sp3 que además contienen la información de los relojes. El proceso PRETAB transforma las citadas órbitas precisas en un formato tabular, además extrae la información de reloj de las órbitas precisas. La transformación la realiza mediante la conversión de la posición de los satélites del sistema fijo en la Tierra al sistema Inercial J2000.0 utilizando los parámetros de orientación de la Tierra, movimiento del polo.

A continuación deben transformarse las órbitas tabulares obtenidas anteriormente a órbitas estándar, es el proceso ORBGEN el que se encarga de esta función, utilizando distintos modelos de órbitas predefinidos; estos modelos están definidos por un modelo de potencial gravitatorio, las perturbaciones planetarias DE200, las correcciones debidas a la relatividad general y las correcciones por mareas terrestres y oceánicas.

Además, junto con los modelos predefinidos, utiliza parámetros de presión debido a la radiación del Sol para la generación de las órbitas estándares, este modelo se define como:

$$D=D0+DC*\text{COS}(U)+DS*\text{SIN}(U)$$

$$Y=Y0+YC*\text{COS}(U)+YS*\text{SIN}(U)$$

$$X=X0+XC*\text{COS}(U)+XS*\text{SIN}(U)$$

donde:

D: presión de la radiación solar en la dirección de sol – satélite

Y: dirección del eje de los paneles solares del satélite

X: dirección perpendicular a D y Y.

Una vez se dispone de los parámetros orbitales, se puede pasar a la importación de datos de observación. El proceso RXOBV3 transforma los archivos de observación en formato RINEX a formato de Bernese. En el proceso de transformación, el programa compara el encabezado del archivo RINEX con el archivo de información de las estaciones (*.STA) para la verificación de los datos de cada estación como: tipo de antenas, tipo de receptor, nombre de la estación, altura de las antenas. Es necesario que el nombre de las estaciones, tipo de receptores y los tipos antenas coincidan, y que a la vez estén en la base de datos del programa Bernese contenido en los archivos RECEIVER (información de los receptores) y PHASE_COD.I08 (información de las antenas), que deberán estar actualizados.

El siguiente paso consiste en la sincronización de los relojes de los receptores y detección de errores groseros, para ello el programa CODSPP sincroniza el tiempo del receptor al tiempo GPS. Es decir, obtiene el desfase entre el tiempo del receptor y el tiempo GPS δk . El programa utiliza el método de ajustes por mínimos cuadrados. Los observables son las mediciones de cero-diferencias de código y se utiliza la combinación L3 libre de ionósfera. Las correcciones obtenidas se guardan en los archivos de observación de Bernese. Este proceso, además de los archivos de órbitas estándares, la información de relojes, las observaciones de código, las coordenadas a priori y los parámetros de orientación de la tierra, utiliza los errores instrumentales de código, que se introducen para dar solución al hecho de que algunos receptores que utilizan el código P, otros CA... y este archivo permite procesarlos juntos, calculando la diferencia y aplicándola; si utilizamos L3 como es nuestro caso, no es estrictamente necesario.

El proceso CODSPP, además de sincronizar los relojes, también calcula las coordenadas de las estaciones y detecta errores groseros en los observables. Si se tiene coordenadas a priori precisas, como es nuestro caso, no es necesario calcularlas con el CODSPP para el procesamiento por doble diferencias. Sin embargo sí se realiza la detección de errores groseros, el programa CODSPP procesa los observables época a época y obtiene el resultado de los valores “Observado – Calculado” (O-C) para cada época. Basándose en los valores O-C se obtiene una corrección de reloj para cada época. Después de corregir los valores O-C para todas las observaciones por la corrección de reloj se analizan los residuales para la detección de errores groseros. El programa considera que un observable contiene error grosero si:

- El residuo de una época sobrepasa el valor especificado de la media de los residuos O-C de esa época

- El residuo es mayor que n veces el valor del residuo más pequeño de todos los observables de esa época, donde n es un valor especificado.

Seguidamente se calculan las simples diferencias con el proceso SNGDIF, que se basa en las siguientes estrategias:

- Observaciones máximas (OBS-MAX): las líneas base se crean tomando en cuenta el número común de observaciones para cada estación. Para todas las posibles combinaciones se toma la línea base que tenga el máximo de observaciones. Es el método utilizado en la presente tesis.
- Distancia más corta (SHORTEST): se crean líneas bases no redundantes en función de la distancia más corta entre las estaciones. Este método se utiliza cuando las estaciones tienen el mismo intervalo de tiempo de medición.
- Estación inicial (STAR): se selecciona una estación como referencia y las líneas bases la forman las demás estaciones con la estación de referencia.
- Definido por el usuario (DEFINED): las líneas bases se crean en función de un archivo que contiene las líneas bases predefinidas por el usuario.
- Manual: en este caso se selecciona manualmente dos estaciones para formar una línea base. En este caso sólo se crea una sola línea base.

Una vez generadas las simples diferencias, se realiza un pre-procesamiento de los observables por simples diferencias mediante el proceso MAUPRP, que realiza un pre-procesamiento, detección y corrección de errores groseros y de saltos de ciclo, de los observables de fase en cero o simple diferencias. Este proceso necesita los observables de simple diferencias de fase, las coordenadas a priori, las órbitas estándares y los parámetros de orientación de la Tierra. El programa puede relizar el escrutinio de los datos de observación de diferentes formas: combinado – COMBINED, ambos – BOTH, L1 y L2. Para líneas base mayores que 10 km, se utiliza el modo COMBINED y la combinación lineal L3 de observables en L1 y L2 para la detección de pérdidas de ciclo, como se ha utilizado en la presente tesis.

Este proceso MAUPRP es uno de los más relevantes, el programa realiza de forma secuencial las siguientes tareas:

- Marca los observables para excluirlos del pre-procesamiento en función de:
 - Observaciones con satélite de baja elevación.
 - Épocas de observación que no disponen de ambas frecuencias.
 - Intervalos cortos de observación. El programa primero realiza una revisión de los datos de observación para buscar pequeños saltos, como la falta de una época entre los observables.
- Realiza una revisión no-paramétrica para identificar errores groseros.
- Calcula una solución de diferencias de época (para observables de simples diferencias es una solución de triples diferencias) mediante ajuste por mínimos cuadrados como referencia para la detección de pérdida de ciclos. El

tipo de combinación lineal para la solución se adopta, tratándose de líneas base largas, como L3. En el caso de que se tenga coordenadas a priori buenas, como es nuestro caso, se especifica el valor máximo aceptado de O-C para la solución de triple diferencias. También se especifica la desviación típica “sigma”, si se conoce, de la línea base para el caso de simples diferencias y debe reflejar aproximadamente la precisión de las coordenadas a priori. Un valor de cero indica que no se tiene valores de sigma a priori.

- Detección y corrección de la pérdida de ciclo: el programa realiza primero una corrección por saltos originados por el reloj del receptor. Dependiendo del método que se ha seleccionado para el análisis, el programa analiza los residuales obtenidos de la solución de triples diferencias del paso anterior para la detección y corrección por pérdida de ciclos.

Ya corregidas las pérdidas de ciclo de los observables y marcados algunos errores groseros mediante triples diferencias, se procede a realizar una revisión de los residuales obtenidos por dobles diferencias para la detección de errores groseros. Esto se realiza ejecutando los procesos:

- GPSEST: crea los archivos de residuales por medio de doble diferencias.
- RESRMS: revisa los residuales para detectar los errores groseros.
- SATMRK: marca los residuales detectados para eliminarlos del análisis posterior.
- GPSEST: crea archivos de residuales finales limpios de errores groseros y guarda las ecuaciones normales.

A continuación se explica con más detalle los programas GPSEST, RESRMS, SATMRK.

El proceso GPSEST se utiliza varias veces durante el procesamiento, para esta etapa se va a utilizar para obtener los residuales de dobles diferencias para la detección de errores groseros. El procesamiento se realiza partiendo de los observables de simples diferencias, utilizando las órbitas estándar, los parámetros de orientación de la Tierra y las correcciones por cargas oceánicas. Este proceso es, al igual que cualquier proceso de Bernese, muy versátil y permite elegir entre otros:

- El sistema satelital utilizado (GPS, GLONASS o ambos).
- El tipo de frecuencia a procesar (L1, L2, L3, L4, L5 -Banda ancha-, L1&L2, L3&L4, MELWUEBB y DTEC). En nuestro caso elegimos L3.
- La máscara de elevación de los satélites.
- El intervalo de tiempo entre épocas.
- La tolerancia (en mili segundos) para considerar las observaciones como simultáneas.
- Ponderar los observables. En nuestro caso se tomó la opción COSZ que considera pesos en función de la elevación, por si hubiese satélites con elevación menor de 15°.

- Forma de calcular los residuos, en nuestro caso “normalizados”, son los residuos O-C divididos por la raíz cuadrática de los elementos de la diagonal de la matriz de cofactor de los residuos. $v_{norm}(i) = \frac{v(i)}{\sqrt{D_{ii}(v)}}$
- La estrategia de correlación, donde elegiremos la opción que realiza el procesamiento de forma conjunta de todas las correlaciones posibles existentes entre las líneas bases de una red así como las distintas frecuencias y sus combinaciones lineales.
- Elegir el modelo troposférico, para la componente seca elegimos el modelo Dry Niell y para la componente húmeda pediremos que el programa lo modele con una “mapping function”, cada 2h.
- Y por supuesto definir el tipo de definición de datum, en este primer cálculo consideraremos la red libre, sin constreñimientos.

Es el proceso RESRMS el que revisa los residuos de dobles diferencia obtenidos por el programa GPSEST para la detección de errores groseros. Los errores groseros detectados se guardan en un archivo de edición que es utilizado por el programa SATMRK para marcar los errores groseros en los observables.

Marcados los errores groseros en los observables de simples diferencias, ahora se procede a crear los residuos libres de errores groseros mediante el uso de nuevo del proceso GPSEST. El procedimiento es el mismo explicado anteriormente, pero ahora los archivos de observables de simples diferencias están limpios de errores groseros. Además de los residuos, en este proceso también se obtienen las ecuaciones normales de la red sin errores groseros.

En esta etapa del procesamiento se calcula la solución de la red con los valores reales de las ambigüedades, esto es, una solución flotante. El proceso ADDNEQ2 utiliza el modelo de “mínimos cuadrados secuencial” para realizar los cálculos y procesamientos en la solución de las redes. El proceso parte de las ecuaciones normales obtenidas por el programa GPSEST y con él se calculan las coordenadas de las estaciones, los parámetros troposféricos y las ecuaciones normales. También en este proceso se ha de definir el datum, ahora ya podemos dar una solución constriñendo las estaciones que consideraremos fijas; no fijaremos las citadas estaciones por no tratarse del comportamiento real de las mismas, adoptaremos la solución de constreñimientos mínimos, donde se asume que hay dos marcos de referencia, el primero obtenido mediante las coordenadas a priori de una serie de estaciones de referencia y el segundo por medio de las coordenadas estimadas de las mismas estaciones de referencia. Estos dos marcos de referencia están relacionados mediante una transformación de 7-parámetros de Helmert.

Llegados a este punto volveremos a utilizar el proceso GPSEST para la resolución de ambigüedades, aunque previamente deberemos seleccionar las líneas base, lo

haremos de forma automática con el proceso BASLST, tomando como criterio que la longitud de las líneas base sea mínima.

La resolución de ambigüedades con GPSEST se realiza teniendo en cuenta que deberemos utilizar los modelos atmosféricos: modelo ionosférico y modelo troposférico estimado y que las coordenadas que introduciremos son las coordenadas calculadas de la solución flotante del programa ADDNEQ2. Deberemos tener en cuenta que ahora utilizaremos las frecuencias L1 y L2, y no su combinación, ya que las ambigüedades se resuelven para esas frecuencias. Además, la estrategia de correlación será ahora BASELINE, ya que de este modo el programa procesa las líneas bases de forma secuencial y no en conjunto como en el caso de CORRECT.

En el programa GPSEST se presentan cuatro estrategias de resolución de ambigüedades de las cuales elegiremos QIF (Quasi-Ionosphere-Free) que permite la resolución de las ambigüedades en L1 y L2 de líneas bases hasta una longitud de 2000 km sin utilizar los observables de código.

A continuación se procede al cálculo de la red con ambigüedades fijas, para ello se utilizan de nuevo los procesos GPSEST para generar las ecuaciones normales introduciendo las ambigüedades calculadas en la sección anterior y ADDNEQ2 para calcular la solución final.

En esta etapa del procesamiento se utiliza el programa GPSEST para calcular la solución de la red con ambigüedades fijas introduciendo las ambigüedades obtenidas anteriormente. Además se calculan las coordenadas, el retraso troposférico en el zenit y su gradiente horizontal. Las coordenadas de las estaciones de referencia no se fijan para que se incluyan en las ecuaciones normales.

El proceso GPSEST se ejecuta eligiendo como estrategia de correlación de nuevo CORRECT. En la definición de datum, en este caso constreñimos todas las coordenadas con valores de sigma a priori de 0.1 en todas las direcciones. Al no fijar las coordenadas a sus valores a priori, obtenemos las ecuaciones normales con todas las estaciones de la red para luego procesarlas con el ADDNEQ2 por constreñimientos mínimos. En este caso el modelo troposférico a utilizar para la función de mapeo es el de "WET NIELL" con un espaciado de 1 h. También se calcula el gradiente horizontal mediante un modelo inclinado entre el cenit y la función de mapeo "TILTING" con un espaciado de 24 h.

Para terminar se realiza el cálculo de la solución final de la red con ADDNEQ2. En esta etapa del proceso utilizaremos el ADDNEQ2 para calcular la solución final de la red con las ecuaciones normales con ambigüedades fijas obtenidas en la sección anterior. Los resultados del procesamiento de la red son las coordenadas estimadas de las estaciones, los parámetros troposféricos estimados y las ecuaciones normales finales. El datum se define mediante constreñimiento mínimo, referido a una serie de estaciones de referencia y la condición de constreñimiento es de cero traslación

para el baricentro de las coordenadas de referencia. Por último, en la configuración para el manejo de los parámetros troposféricos se configura el sigma a priori del retardo troposférico relativo en 1.0 metros y la separación de tiempo entre los parámetros de 1 hora (3600 seg).

3.2.3.1.6 Cálculo y compensación de redes⁷

Método general

A partir de las observaciones u observables GPS o topográficos, se pretende calcular las coordenadas o vectores del proyecto o red. Generalmente se cuenta con observaciones redundantes, muchas más observaciones que incógnitas, y puesto que las medidas físicas nunca son exactas, se pretende dar la mejor solución y cifrar con qué calidad y precisión. La estrategia para dar esta respuesta es aplicar un ajuste por mínimos cuadrados, este ajuste en Geodesia sigue el modelo Gauss-Markov, como muestra la Figura 3.33.

Este modelo de mínimos cuadrados requiere de dos modelos: un modelo matemático que establece las relaciones entre observables, variables y parámetros, cuya determinación se pretende; y un modelo estocástico que describe la distribución esperada de los errores de las observaciones.

Esto nos permite lo siguiente:

- Obtener el mejor resultado posible con esos observables, mediante el ajuste mínimo cuadrático
- Eliminar posibles errores a partir de las pruebas estadísticas
- Cifrar la precisión y fiabilidad de los resultados

El observable es una variable aleatoria que debe seguir una distribución normal. Si no hay errores sistemáticos, que no debe haberlos, los residuos siguen también una distribución normal, con media cero.

Aceptando como verdadera la hipótesis de que los observables tienen carácter de variable aleatoria, y por lo tanto están sujetos únicamente a errores aleatorios, se aceptará que los observables siguen una distribución normal (se podría comprobar su normalidad por medio de un test de adherencia, prueba de chi-cuadrado).

$$O \sim N(O_T, \Sigma_0).$$

El modelo matemático planteado para la resolución de la Red geodésica, expresará siempre una aproximación simplificada a la realidad física.

$$F(X, C) = 0$$

⁷ Leick, 2004. GPS Satellite Surveying.

X = vector de variables, en nuestro caso coordenadas.

C = vector de observables compensados.

$$F(X_{\text{aprox}} + x, O_T + v) = 0 \quad X_a + x = X \quad \text{y Observable} + \text{residuo} = C$$

Linealizando por Taylor la función anterior, obtendremos la siguiente expresión, particularizada para los valores de X_{aprox} y O_T :

$$F(X, C) = F(X_{\text{aprox}}, O_T) + \frac{\partial F}{\partial X} \cdot dX + \frac{\partial F}{\partial C} \cdot dC = 0$$

donde:

$$F(X_{\text{aprox}}, O_T) = w, \text{ vector de términos independientes.}$$

$$\frac{\partial F}{\partial X} = A, \text{ matriz de diseño de las variables.}$$

$$\frac{\partial F}{\partial C} = B, \text{ matriz de diseño de los observables.}$$

$$x = dX$$

$$v = dC$$

Las matrices A y B se llaman de diseño, pues definen la geometría de la red. El resto de estimadores y matrices se denominarán de criterio, pues cifran a priori o a posteriori los resultados esperables o alcanzados respectivamente.

El vector de residuos verifica:

$$E(v) = 0, v \sim N(0, s^2Q)$$

s^2 es la varianza poblacional, y σ^2 varianza muestral

Es decir, sigue una distribución normal de media cero y matriz de covarianzas s^2Q . En general las observaciones no están incorreladas, se conoce sus varianzas y la matriz de pesos a priori.

$\Sigma = \sigma_o^2$, donde σ_o es la varianza da priori de peso unidad o factor de referencia a priori.

La matriz cofactor es $Q = \sigma_o^2 P^{-1}$ y P es la matriz de pesos

$$\text{El modelo } F(C, X) = 0, \text{ o el } Ax + Bv - W = 0,$$

con la hipótesis:

$$E(v) = 0, v \sim N(0, s^2Q)$$

se denomina de Gauss-Markov y parte de tres premisas para su resolución:

- El modelo no es lineal, pero es fácilmente linealizable.
- No existen errores groseros ni sistematismos.
- En la matriz de covarianzas del vector v , s^2Q , se postula la precisión a priori de las observaciones.

La solución a este modelo se aborda por la aplicación del algoritmo de los mínimos cuadrados, donde: $v^T P v = \text{mínimo}$.



Figura 3.33. Compensación de una red

Es importante que el valor tomado de peso a priori de las observaciones sea coherente con la realidad física, de manera que dependerá de varios factores: precisión de los instrumentos, habilidad del operador, método de observación, condiciones de observación, señalización, etc.

De forma que se plantea un sistema de ecuaciones del siguiente tipo

$$Ax+Bv-W = 0$$

En dicha ecuación el problema es calcular x . Cuya solución de mínimos cuadrados será:

$$x = S^{-1} A^T M^{-1} K$$

donde $S = A^T M^{-1} A$ y $M = B P^{-1} B^T$

La solución de x , bajo la condición de mínimos cuadrados sólo requiere el conocimiento a priori de la matriz de pesos, pero no de la varianza de la unidad de peso, ni

de la matriz varianza-covarianza, aunque estas son imprescindibles para el estudio del comportamiento estadístico de los resultados del ajuste.

El problema se puede presentar como un ajuste ligado o un ajuste libre. Si se conoce el datum de la red (es decir las coordenadas de dos puntos, o las coordenadas de un punto y el acimut de un eje) el sistema se llama sistema determinista o ligado. La solución se obtendrá trabajando con matriz inversa clásica, aplicándola al sistema de ecuaciones normales que se nos presentará en el proceso. Pero cuando se desconozca el datum, no existen puntos fijos, la red se llama Red Libre, su solución requiere trabajar con de otras herramientas algebraicas (pseudoinversa, descomposición, etc.) para obtener la solución.

Red ligada

Se trata del caso que nos ocupa, en el que hemos tomado ciertas estaciones permanentes como puntos fijos.

Caso determinista: en toda red se dispone de datos que permiten recurrir a los métodos de compensación o ajuste que tienen por objeto dar la mejor de las soluciones posibles. Las soluciones a este problema se abordan con técnicas habituales de álgebra lineal, aplicando el algoritmo de los mínimos cuadrados, y estudiando algunas propiedades estadísticas de las diferentes soluciones. También es necesario el modelo estocástico para estimar las medidas de precisión de los resultados de la compensación y para efectuar un análisis estadístico de los mismos.

En definitiva, la solución óptima de un problema de ajuste o compensación es aquella que, además de satisfacer exactamente las ecuaciones del modelo en su forma lineal, dé lugar a unos errores residuales que satisfagan el principio de los mínimos cuadrados.

El sistema de ecuaciones general, permite dos tipos de particularizaciones, de la que sólo vamos a mencionar la que se utiliza en la actualidad, se trata del Método de Observaciones Indirectas o Variación de Coordenadas:

$$F(X) - C = 0$$

Linealizando esta función, obtenemos el método de observaciones indirectas o de variación de coordenadas:

$$A_{(m,n)} \cdot x_{(n,1)} - w_{(m,1)} = v_{(m,1)}$$

donde:

$m \rightarrow$ se corresponde con el número de ecuaciones (observaciones que se han realizado en el trabajo de campo).

$n \rightarrow$ se corresponde con el número de incógnita a determinar en la compensación (correcciones a las coordenadas aproximadas).

lo que implica suponer que la matriz de diseño $B = -I$.

A partir del modelo matemático propuesto, $Ax - W = v$, así como del correspondiente modelo estadístico *Gauss-Markov*, somos capaces de compensar nuestros observables de tal forma que podemos obtener las coordenadas compensadas de los vértices libres de la red.

Dado que los observables no tienen la misma precisión hay que introducir la matriz de pesos P . Esta matriz es diagonal y su término tiene como valor la inversa de sus varianzas $P_1 = 1/\sigma^2$.

Con la condición de mínimo $\Sigma P v^2 = v^T P v$

La solución al problema de determinación de la variable x , es la siguiente:

Condición de mínimo Ω minimizará $\Sigma P v^2 = v^T P v$

$$\frac{d\Omega}{dx} = \frac{d\Omega}{dv} \frac{dv}{dx} = \frac{dv^T P v}{dv} \frac{d(Ax - w)}{dx} = 2v^T P A = 0$$

$$v^T P A = 0$$

luego también:

$$A^T P v = 0$$

(la matriz P es cuadrada y diagonal)

Como:

$$Ax - W = v$$

Se sustituye este valor de v en la expresión anterior:

$$A^T P (Ax - W) = 0$$

$$A^T P A x - A^T P W = 0$$

$$(A^T P \cdot A) \cdot x = A^T P \cdot W$$

Sistema de ecuaciones normales, si se llama $N = A^T P A$

$$N x = A^T P W$$

donde N tiene inversa.

Esta expresión nos define un sistema de ecuaciones normales, que se podrá resolver por diferentes métodos (factorización LU, Cholesky...). Pero dado que nuestro

objetivo es minimizar el sumatorio de la traza de la matriz de residuos, utilizaremos mínimos cuadrados para resolver el sistema.

Solución al problema planteado:

$$x = (A^T \cdot P \cdot A)^{-1} \cdot A^T \cdot P \cdot W$$

El aplicar el método de los mínimos cuadrados y disponer de observaciones abundantes, así como conocer a priori la matriz de pesos, permite validar el modelo y cifrar la precisión de sus resultados a partir del análisis de sus residuos, estimador de la varianza y la matriz de varianzas covarianzas.

La obtención de residuos se obtendrá a partir de:

$$A \cdot x - W = v$$

La obtención de este vector de residuos es fundamental para la determinación de los diferentes parámetros estadísticos como las figuras de error, estimadores, parámetros de fiabilidad, y por lo tanto constituye la base de todo el estudio analítico de la solución obtenida.

Los observables han sido considerados como variables aleatorias, que siguen una distribución normal, $N(\mu, s^2 \cdot Q)$ (de media μ y desviación típica $s^2 \cdot Q$) y partimos de la hipótesis de que la esperanza matemática de los residuos es cero y que siguen una distribución normal, $N(0,1)$, el estimador de la varianza y desviación típica del observable de peso unidad a priori será uno.

A partir del estimador de la varianza del observable de peso unidad podemos conocer cuál es el comportamiento estadístico de la red.

Así, para la determinación del estimador de la varianza y desviación típica del observable de peso unidad a posteriori, la expresión empleada es la siguiente:

$$\sigma_0^2 = \frac{v^T \cdot P \cdot v}{m - n}$$

Que generalmente se representa por $\hat{\sigma}$, ya que es un estimador de la propia varianza.

$m-n$ representan los grados de libertad del sistema de ecuaciones que se pretende resolver.

Ajuste de una red de vectores GPS

El ajuste de una red GPS con dos vectores trabajando conjuntamente, ajuste líneas base o vectores de posición entre dos puntos, se plantea a partir de la diferencia de coordenadas entre ambos puntos.

Ecuación de observación en función de diferenciales de coordenadas cartesianas geocéntricas: sean dos puntos $(X_j Y_j Z_j)$ e $(X_i Y_i Z_i)$ cuyas coordenadas aproximadas sean (X_j^0, Y_j^0, Z_j^0) y (X_i^0, Y_i^0, Z_i^0) . Las ecuaciones de observación planteadas serán:

$$(X_{j0} + dx_j) - (X_{i0} + dx_i) = \Delta X_i^j + v_{\Delta x}$$

$$(Y_{j0} + dy_j) - (Y_{i0} + dy_i) = \Delta Y_i^j + v_{\Delta y}$$

$$(Z_{j0} + dz_j) - (Z_{i0} + dz_i) = \Delta Z_i^j + v_{\Delta z}$$

Por lo tanto

$$dx_j - dx_i - \Delta X_i^j + (X_{j0} - X_{i0}) = v_{\Delta x}$$

$$dy_j - dy_i - \Delta Y_i^j + (Y_{j0} - Y_{i0}) = v_{\Delta y}$$

$$dz_j - dz_i - \Delta Z_i^j + (Z_{j0} - Z_{i0}) = v_{\Delta z}$$

donde las incógnitas son los valores $(dx_j, dx_i, dy_j, dy_i, dz_j, dz_i)$.

que de forma matricial se representara por:

$$Ax - W = v$$

y la solución será:

$$x = (A^T P A)^{-1} A^T P w$$

la formación del modelo depende de la matriz de pesos, en el posicionamiento relativo las observaciones se consideran correladas. Se puede utilizar las desviaciones típicas dependientes de la longitud de las líneas base, y entonces las covarianzas se toman nulas, o tomar la matriz varianza covarianza completa, esta ponderación es la más habitual.

3.2.3.2 GNSS posicionamiento absoluto⁸⁹. Posicionamiento de Punto Preciso (PPP)

3.2.3.2.1 Cálculo de la posición absoluta de un punto por pseudodistancias

La ecuación general de pseudodistancia viene dada por:

$$R = \rho + c \cdot (\Delta\delta R - \Delta\delta s) + \Delta_{trop} + \Delta_{ion} + \Delta_m + \epsilon_p$$

Donde:

ρ , pseudodistancia

$\Delta\delta R$, estado del reloj del receptor “*incógnita*”

$\Delta_{ion} + \Delta_{trop}$, retardos atmosféricos, “modelados o eliminados”

$\Delta\delta s$, estado del reloj del satélite “modelado”

$\Delta_m + \epsilon_p$ errores modelados o corregidos

En esta ecuación el estado del reloj de satélite se puede corregir, ya que en el mensaje de navegación vienen los parámetros para ello, respecto a un tiempo de referencia t_c . Los errores atmosféricos se pueden corregir o modelar, y se tomarán las precauciones para que no existan errores multipath y errores instrumentales.

La distancia geométrica ρ entre el receptor (X_i, Y_i, Z_i) y el satélite (X^j, Y^j, Z^j) se puede expresar de la siguiente forma:

$$\rho_i^j(t) = \sqrt{(X^j - X_i)^2 + (Y^j - Y_i)^2 + (Z^j - Z_i)^2}$$

(X_i, Y_i, Z_i) coordenadas receptor “*incógnitas*”

(X^j, Y^j, Z^j) coordenadas satélite “conocidas por las efemérides”

Por lo tanto, en la expresión inicial de observable de pseudodistancia se podrá sustituir el valor ρ por ρ_i^j que liga las coordenadas de satélite y receptor.

Este término introduce la no linealidad del sistema y el modelo planteado para su resolución hay que linealizarlo, para ello, se efectúa un desarrollo en serie de Taylor en torno a unas coordenadas aproximadas del receptor i (X_c, Y_c, Z_c).

⁸ Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2008. GNSS. Global Navigation Satellite System.

⁹ Berné *et al.*, 2013. GPS. Fundamentos y aplicaciones en Geodesia y Topografía.

Teniendo en cuenta que distancia geométrica = distancia calculada + diferencial cálculo:

$$\rho_i^j = \rho_{iC}^j + \delta\rho_i^j$$

La expresión puede escribirse:

$$R_i^j = \rho_c + \left| \frac{\Delta X_i}{\rho_c} \right| dX_i + \left| \frac{\Delta Y_i}{\rho_c} \right| dY_i + \left| \frac{\Delta Z_i}{\rho_c} \right| dZ_i + c \cdot (\Delta\delta_i - \Delta\delta^j) + \Delta_{trop} + \Delta_{ion}$$

Introduciendo el residuo y pasando R_i^j al otro lado

$$v_i = \rho_c - R_i^j + \left| \frac{\Delta X_i}{\rho_c} \right| dX_i + \left| \frac{\Delta Y_i}{\rho_c} \right| dY_i + \left| \frac{\Delta Z_i}{\rho_c} \right| dZ_i + c\Delta\delta_i - c\Delta\delta^j + \Delta_{ion} + \Delta_{trop}$$

v_i , es el residuo de observación

$\rho_{iC}^j = \rho_c$, la distancia calculada entre satélite y receptor

R_i^j , la distancia observada o medida

Las incógnitas o valores a calcular son:

(dX_i, dY_i, dZ_i)

$\Delta\delta_i$ estado del reloj del receptor

Esta ecuación será general, a plantear por cada observación a satélite; como se plantean cuatro incógnitas, al menos se deberían observar cuatro satélites por época. Generalmente se observan más y al estar el modelo sobredimensionado, se puede buscar la mejor solución por mínimos cuadrados y dar valores de precisión y fiabilidad. Es decir el número de observaciones será $n \geq 4$ satélites GPS simultáneamente.

Ordenadas de forma matricial:

$$V = AX - W$$

Donde la matriz de coeficientes A, está formada por los términos

$$A = \begin{pmatrix} \frac{\Delta X_i}{\rho_c^1} & \frac{\Delta Y_i}{\rho_c^1} & \frac{\Delta Z_i}{\rho_c^1} & c \\ \frac{\Delta X_i}{\rho_c^2} & \frac{\Delta Y_i}{\rho_c^2} & \frac{\Delta Z_i}{\rho_c^2} & c \\ \dots & \dots & \dots & c \\ \frac{\Delta X_i}{\rho_c^n} & \frac{\Delta Y_i}{\rho_c^n} & \frac{\Delta Z_i}{\rho_c^n} & c \end{pmatrix}$$

El vector X parámetros o incógnitas son los valores a determinar: $X = \begin{pmatrix} dX_i \\ dY_i \\ dZ_i \\ \Delta\delta_i \end{pmatrix}$

El vector W observaciones:

$$W = \begin{pmatrix} R_i^1 - \rho_{c1} + c\Delta\delta^j - \Delta_{ion1} - \Delta_{trop1} \\ R_i^2 - \rho_{c2} + c\Delta\delta^j - \Delta_{ion2} - \Delta_{trop2} \\ \dots \dots \dots \\ R_i^n - \rho_{cn} + c\Delta\delta^j - \Delta_{ionn} - \Delta_{tropn} \end{pmatrix}$$

y el vector v vector residuos a minimizar: $V = \begin{pmatrix} v_1 \\ v_2 \\ \dots \\ v_n \end{pmatrix}$

En el modelo, lo que se calcula son las diferenciales dX_i dY_i dZ_i de la posición verdadera del receptor X;Y;Z a partir de la calculada de forma aproximada (X_c , Y_c , Z_c) donde se ha realizado la linealización.

Este valor se puede ir mejorando, iterando con las sucesivas correcciones obtenidas para una misma época. Es frecuente que en redes GNSS, en observaciones estáticas, se obtenga una buena solución a la tercera iteración.

Y el vector solución es $x = (A^T A)^{-1} A^T W$.

Algunos autores, por simplicidad de desarrollo, abrevian de la expresión anterior los retardos atmosféricos que han sido modelados o eliminados, así como el estado del reloj del satélite, también modelado, dejando la expresión simplificada en:

$$v_i = \rho_c - R_i^j + \left| \frac{\Delta X_i}{\rho_c} \right| dX_i + \left| \frac{\Delta Y_i}{\rho_c} \right| dY_i + \left| \frac{\Delta Z_i}{\rho_c} \right| dZ_i + c\Delta\delta_i$$

Las ecuaciones por observación serán:

$$\rho_{c1} - R_i^1 + \left| \frac{\Delta X_i}{\rho_c^1} \right| dX_i + \left| \frac{\Delta Y_i}{\rho_c^1} \right| dY_i + \left| \frac{\Delta Z_i}{\rho_c^1} \right| dZ_i + c\Delta\delta_i = v_1$$

$$\rho_{c2} - R_i^2 + \left| \frac{\Delta X_i}{\rho_c^2} \right| dX_i + \left| \frac{\Delta Y_i}{\rho_c^2} \right| dY_i + \left| \frac{\Delta Z_i}{\rho_c^2} \right| dZ_i + c\Delta\delta_i = v_2$$

$$\rho_{c3} - R_i^3 + \left| \frac{\Delta X_i}{\rho_c^3} \right| dX_i + \left| \frac{\Delta Y_i}{\rho_c^3} \right| dY_i + \left| \frac{\Delta Z_i}{\rho_c^3} \right| dZ_i + c\Delta\delta_i = v_3$$

....

$$\rho_{cn} - R_i^n + \left| \frac{\Delta X_i}{\rho_c^n} \right| dX_i + \left| \frac{\Delta Y_i}{\rho_c^n} \right| dY_i + \left| \frac{\Delta Z_i}{\rho_c^n} \right| dZ_i + c\Delta\delta_i = v_n$$

En forma matricial se puede escribir: $Ax-w = v$

$$A = \begin{pmatrix} \frac{\Delta X_i}{\rho_C^1} & \frac{\Delta Y_i}{\rho_C^1} & \frac{\Delta Z_i}{\rho_C^1} & c \\ \frac{\Delta X_i}{\rho_C^2} & \frac{\Delta Y_i}{\rho_C^2} & \frac{\Delta Z_i}{\rho_C^2} & c \\ \dots & \dots & \dots & c \\ \frac{\Delta X_i}{\rho_C^n} & \frac{\Delta Y_i}{\rho_C^n} & \frac{\Delta Z_i}{\rho_C^n} & c \end{pmatrix}$$

$$W = \begin{pmatrix} R_i^1 - \rho_{c1} \\ R_i^2 - \rho_{c2} \\ \dots \dots \dots \\ R_i^n - \rho_{cn} \end{pmatrix}$$

Vector X y vector V idénticos.

La resolución del sistema se realiza por mínimos cuadrados, según el modelo Gauss Markov, como ya se ha indicado.

3.2.3.2.2 Cálculo de la posición absoluta de un punto por fase de la portadora

Las pseudodistancias también pueden ser calculadas a partir de diferencias de fase. La expresión viene dada por:

$$\Phi = \left(\frac{\rho}{\lambda}\right) + \left(\frac{(\Delta\delta \cdot c)}{\lambda}\right) + N + \frac{\Delta_{trop}}{\lambda} - \frac{\Delta_{ion}}{\lambda}$$

(en unidades de ciclo, como ángulo):

$$\Phi = \rho + (\Delta\delta \cdot c) + \lambda N + \Delta_{trop} - \Delta_{ion}$$

(en unidades lineales):

En unidades de ciclo, la fase entre el satélite j y el receptor i vendrá dada por:

$$\Phi_i^j = \left(\frac{\rho_i^j(t)}{\lambda}\right) + \left(\frac{(\Delta\delta \cdot c)}{\lambda}\right) + N_i^j + \frac{\Delta_{trop}}{\lambda} - \frac{\Delta_{ion}}{\lambda}$$

Y en unidades lineales:

$$\Phi_i^j = \rho_i^j + (\Delta\delta_i \cdot c) - (\Delta\delta^j \cdot c) + \lambda N_i^j + \Delta_{trop} - \Delta_{ion}$$

Donde se ha eliminado el error del reloj satélite (correcciones en el mensaje), y $\Phi_i^j(t)$ es la diferencia de fase medida expresada en ciclos, λ es la longitud de onda, y N_i^j representa el número entero de ciclos entre el receptor i y el satélite j en el momento inicial, incógnita que va a permanecer constante.

Igual que en el caso de códigos, la distancia geométrica entre el receptor (X_i, Y_i, Z_i) y el satélite (X_j, Y_j, Z_j) podremos expresarla de la siguiente forma:

$$\rho_c = \rho_i^j(t) = \sqrt{(X^j - X_i)^2 + (Y^j - Y_i)^2 + (Z^j - Z_i)^2}$$

Es decir, el problema viene en esta expresión, ya que este término introduce la no linealidad del sistema. Para linealizarlo se efectúa del mismo modo que en código, por un desarrollo en serie de Taylor en torno a unas coordenadas aproximadas del receptor i (X_c, Y_c, Z_c).

Considerando que distancia geométrica = distancia calculada + diferencial cálculo:

$$\rho_i^j = \rho_{iC}^j + \partial\rho_i^j$$

La distancia entre satélite y receptor, cuyas coordenadas conocemos, una por efemérides y otras calculadas de forma aproximada, viene dada por:

$$\rho_{iC}^{j2} = (X^j - X_i)^2 + (Y^j - Y_i)^2 + (Z^j - Z_i)^2$$

Y desarrollando de la misma manera que en la linealización del código, la expresión general de ecuación de observación en unidades lineales será

$$v_i = \rho_c - R_i^j + \left| \frac{\Delta X_i}{\rho_c} \right| dX_i + \left| \frac{\Delta Y_i}{\rho_c} \right| dY_i + \left| \frac{\Delta Z_i}{\rho_c} \right| dZ_i + \lambda N_i + c\Delta\delta_i + c\Delta\delta^j - \Delta_{ion} + \Delta_{trop}$$

El modelo generalizado será:

$$V = AX - W$$

Esta expresión es comparable con el modelo de pseudodistancia por código.

$$\Delta X_i = X_c - X^j; \Delta Y_i = Y_c - Y^j; \Delta Z_i = Z_c - Z^j$$

Las incógnitas serán las correcciones dX_i , dY_i , dZ_i a los valores de coordenadas aproximadas, el estado del reloj del receptor y el valor N de ambigüedades.

$$X_i = X_i^c + dX_i$$

$$Y_i = Y_i^c + dY_i$$

$$Z_i = Z_i^c + dZ_i$$

La matriz A de diseño tendrá los coeficientes:

$$A = \begin{pmatrix} \frac{\Delta X_i}{\rho_C^1} & \frac{\Delta Y_i}{\rho_C^1} & \frac{\Delta Z_i}{\rho_C^1} & \lambda & 0 & \dots & 0 & c \\ \frac{\Delta X_i}{\rho_C^2} & \frac{\Delta Y_i}{\rho_C^2} & \frac{\Delta Z_i}{\rho_C^2} & 0 & \lambda & \dots & 0 & c \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \frac{\Delta X_i}{\rho_C^n} & \frac{\Delta Y_i}{\rho_C^n} & \frac{\Delta Z_i}{\rho_C^n} & 0 & 0 & \dots & \lambda & c \end{pmatrix}$$

El vector X de parámetros o incógnitas

$$X = \begin{pmatrix} dX_i \\ dY_i \\ dZ_i \\ N^1 \\ N^2 \\ \dots \\ N^n \\ \Delta\delta_R \end{pmatrix}$$

El vector W, es idéntico al de pseudodistancias salvo el signo del Δ_{ion} , que es de signo contrario.

$$W = \begin{pmatrix} R_i^1 - \rho_{c1} + c\Delta\delta^j + \Delta_{ion1} - \Delta_{trop1} \\ R_i^2 - \rho_{c2} + c\Delta\delta^j + \Delta_{ion2} - \Delta_{trop2} \\ \dots \dots \dots \\ R_i^n - \rho_{cn} + c\Delta\delta^j + \Delta_{ionn} - \Delta_{tropn} \end{pmatrix}$$

Donde el modelo general es $Ax - W = V$

Solución mínimos cuadrados:

$$x = (A^T A)^{-1} A^T W$$

3.2.3.2.3 GNSS Posicionamiento de Punto Preciso (PPP)

El Posicionamiento por Punto Preciso (PPP) destaca como un método óptimo para la prestación de servicios globales de aumentación de la precisión, utilizando las constelaciones GNSS actuales y las futuras. Combinando las posiciones y estados de relojes precisos de los satélites, con la ayuda de un receptor GNSS de doble frecuencia, PPP es capaz de ofrecer soluciones de posición con precisiones de nivel centimétrico a decimétrico. PPP requiere un menor número de estaciones de referencia distribuidas globalmente, a diferencia de los sistemas diferenciales clásicos (por ejemplo, RTK), un único paquete de datos de órbitas precisas y datos de relojes (calculado por un centro de procesamiento) es válido para todos los usuarios del mundo, y la solución no se ve afectada por un fallo en una estación de referencia

concreta. Siempre hay muchas estaciones de referencia que observan el mismo satélite porque las órbitas y relojes precisos se calculan a partir de una red mundial de estaciones de referencia. Como resultado, PPP da una solución de la posición altamente redundante y robusta (Navipedia, 2013).

Introducción

Posicionamiento por Punto Preciso (PPP) es un servicio global de posicionamiento preciso que requiere la disponibilidad de la órbita y el estado del reloj del satélite de referencia de forma precisa, en tiempo real, a través de una red de estaciones de referencia GNSS distribuidas por todo el mundo.

Mediante la combinación de las posiciones y relojes precisos de los satélites con un receptor GNSS de doble frecuencia (para eliminar el efecto de primer orden de la ionosfera), PPP es capaz de ofrecer soluciones de posición de nivel centimétrico a decimétrico, incluso mejor de 1 cm en modo estático. PPP difiere del posicionamiento Relativo en Tiempo Real por doble diferencia (RTK) en el sentido de que no requiere el acceso a las observaciones de una o más estaciones de referencia concretas medidas con precisión y en que PPP proporciona un posicionamiento absoluto en lugar de la ubicación con respecto a la estación de referencia como lo hace RTK. PPP sólo requiere órbitas y datos del reloj precisos, calculados por un centro de procesamiento a partir de las mediciones de las estaciones de referencia de una red de estaciones relativamente escasa (miles de km, sería suficiente). Esto hace que PPP sea una alternativa muy atractiva al RTK para aquellas áreas donde la cobertura RTK no está disponible. Por el contrario, la técnica de PPP todavía no está tan consolidada como la RTK y requiere más tiempo para lograr las máximas prestaciones. Actualmente, existen varios servicios de post-procesamiento PPP consolidados. Por el contrario, los sistemas de PPP en tiempo real están en fase de desarrollo incipiente.

El algoritmo de PPP utiliza como entrada observaciones de código y fase, obtenidas de un receptor de doble frecuencia, y datos de órbitas de satélites y relojes precisos, con el fin de calcular las coordenadas precisas del receptor y el estado del reloj. Las observaciones procedentes de todos los satélites se procesan juntas resolviendo las diferentes incógnitas, a saber, las coordenadas del receptor, el reloj del receptor, el retardo troposférico del cenit y las ambigüedades de fase.

La precisión de los relojes de los satélites y las órbitas es uno de los factores más importantes que afectan a la calidad del PPP. Otro factor importante que afecta a los resultados del PPP es la cantidad y la calidad de las observaciones. Al igual que cualquier técnica GNSS, PPP se ve afectada por obstrucciones de línea de visión al satélite. Incluso los datos más precisos de órbitas y relojes son inútiles si el usuario no puede realizar un seguimiento correcto de satélites concretos. Cuando la visibilidad de los satélites está parcialmente obstruida, se pueden obtener mejores resulta-

dos mediante el uso de todos los satélites disponibles, tanto del sistema GPS como de GLONASS, o, en el futuro, Galileo.

La solución PPP requiere un cierto tiempo para converger debido a la necesidad de estimar correctamente las ambigüedades de fase, pero el uso de la combinación de mediciones GPS y GLONASS proporciona resultados significativamente mejores cuando el tiempo de observación es corto. Para el usuario de GNSS, esto significa que hasta 18 satélites GPS + GLONASS pueden ser visibles simultáneamente en zonas a cielo abierto, lo que representa un aumento de alrededor del 60% en la disponibilidad de satélites en comparación con el uso de sólo GPS. Esto lleva a una mayor precisión y una convergencia más rápida en aplicaciones de posicionamiento preciso.

Se obtendrá una mejora en un futuro próximo gracias a la implantación de nuevos sistemas regionales en órbitas geoestacionarias. Con estos sistemas, el tiempo de convergencia o la exactitud en un tiempo de observación corto no se vería afectada, pero la precisión en las aplicaciones con tiempo de observación largo pueden mejorar considerablemente. Para lograr esto, es importante ser capaz de calcular las órbitas geosíncronas precisas, lo que es actualmente un desafío, pero parece ser factible en un futuro próximo (Láinez Samper *et al*, 2011).

Principios

El concepto de PPP fue introducido por primera vez en los años 70 del pasado siglo y los fundamentos teóricos del PPP se documentan en Zumberge *et. al.* (1997). Como se describe en Hofmann-Wellenhof *et. al.* (2008), el modelo matemático básico de PPP, con observables de doble frecuencia se define por la combinación libre ionosfera de dos pseudodistancias de código y fase de la portadora (Huber *et al*, 2010):

$$P_{IF} = \frac{f_1^2 \cdot P(L1) - f_2^2 \cdot P(L2)}{f_1^2 - f_2^2} = \rho - cdT + d_{trop}$$

$$\Phi_{IF} = \frac{f_1^2 \cdot \Phi(L1) - f_2^2 \cdot \Phi(L2)}{f_1^2 - f_2^2} = \rho - cdT + d_{trop} + \frac{cf_1N'_1 - cf_2N'_2}{f_1^2 - f_2^2}$$

Donde f_1 y f_2 son las frecuencias GPS L1 y L2; $P(Li)$ y $\Phi(Li)$ son los observables de código y fase; ρ es la pseudodistancia; c es la velocidad de la luz; dT es el desfase del reloj del receptor; d_{trop} es el efecto troposférico; N'_i es el término de ambigüedad de fase en $\Phi(Li)$. Las anteriores ecuaciones indican que los parámetros desconocidos que se deberán estimar en PPP incluyen: coordenadas de posición, términos de ambigüedad de fase, desfase del reloj del receptor y efecto troposférico (InsideGNSS, 2006).

El marco de referencia

Una característica importante del PPP es su carácter absoluto, ya que el uso de las órbitas y relojes utilizados como datos, son de naturaleza global, es decir, expresadas en el mismo marco de referencia que las órbitas de los satélites. Por lo que las soluciones obtenidas aplicando esta técnica serán también globales, esto es, los resultados se expresan en un marco de referencia definido por los productos globales y no dependen de puntos locales o regionales, por lo que el datum geodésico no está definido a partir de constreñimientos de estaciones de referencia. Si, como habitualmente se hace, se utilizan órbitas precisas del IGS, estarán referidas al actual Marco de Referencia Terrestre Internacional: el ITRF08. A su vez, hay que considerar que las coordenadas están referidas a la época en que se realizan las mediciones. De manera que si queremos vincular las coordenadas obtenidas con el PPP a un marco de referencia diferente es necesario tener en cuenta fundamentalmente la diferencia entre la época de definición del marco y la época de medición.

Por todo ello, se podrán emplear receptores situados en cualquier lugar de la Tierra y las coordenadas obtenidas se referirán al mismo marco de referencia. Este carácter absoluto de las coordenadas implica que efectos como mareas oceánicas, atmósfera y los producidos en la corteza terrestre se reflejen de forma más aparente en los resultados PPP que en una técnica relativa. En consecuencia, PPP está más afectado por las deficiencias del modelo de movimiento de la estación asumido en el análisis, así como por los errores en las órbitas del satélite y en los relojes

Sesgos y errores

Aunque se trata de un tema en general poco conocido por el usuario final, ya que se encuentra “encerrado” dentro de los algoritmos del software que calcula las posiciones, es importante conocer que el PPP requiere de una gran cantidad de correcciones para alcanzar las exactitudes que ofrece; estas son: la rotación de fase de los satélites, efectos relativistas, corrección de las mareas terrestres, carga oceánica y otros parámetros geofísicos como el movimiento del polo y el movimiento de las placas tectónicas, conjunto de correcciones que son propias de este método en comparación con el método diferencial.

Normalmente, en PPP se utiliza la combinación lineal libre de ionosfera de observaciones de código y fase de portadora para eliminar el efecto ionosférico de primer orden. Esta combinación lineal, sin embargo, deja un componente de retardo ionosférico residual de hasta unos pocos centímetros que representan términos ionosféricos de orden superior (Hoque y Jakowski, 2007). Las órbitas de los satélites y los errores de los relojes se pueden estimar utilizando los productos del IGS de estimación de órbitas y estados de los relojes. El error del reloj del receptor se estima como uno de los parámetros desconocidos. El efecto de las cargas oceánicas, las mareas terrestres, efecto wind-up de la fase de la portadora, efectos relativistas y las variaciones de centro de fase de la antena del receptor pueden modelarse o calibrar-

se. El retardo troposférico se puede reducir mediante el uso de modelos empíricos (por ejemplo, modelos de Hopfield o Saastamoinen) o mediante el uso de las correcciones troposférica facilitadas por redes regionales GPS. En la actualidad, los productos de órbitas precisas y relojes del IGS no tienen en consideración el retardo ionosférico de segundo orden. Esto deja un componente de error residual, que ralentiza el tiempo de convergencia y deteriora la solución PPP. Para solventar este problema se pueden utilizar correcciones de retardo ionosférico de orden superior cuando se estimen las órbitas precisas y las correcciones de reloj y cuando se forme el modelo matemático PPP (Elsobeiey y El-Rabbany, 2011).

Ventajas e inconvenientes

Como se ha mencionado antes, la técnica PPP ofrece beneficios significativos en comparación con las técnicas de posicionamiento diferencial:

- PPP requiere un único receptor de GPS y, por lo tanto, no se necesitan estaciones de referencia próximas al usuario.
- PPP se puede considerar un planteamiento de posicionamiento global debido a que sus soluciones de posición se refieren a un marco de referencia global. Como resultado, PPP proporciona mucha mayor consistencia de posicionamiento que el método diferencial, que proporciona soluciones de posición relativas a la estación o estaciones base.
- PPP consigue que desaparezcan las limitaciones referidas a la longitud del vector o de la base.
- PPP reduce los costes en mano de obra y equipos y simplifica la logística operativa para el trabajo de campo, ya que elimina la dependencia de la estación base.
- PPP puede tener otras aplicaciones más allá del posicionamiento. Por ejemplo, como la técnica PPP estima los parámetros del reloj del receptor y los efectos troposféricos además de los parámetros de posición de coordenadas, proporciona otra forma para la transferencia de tiempo preciso y la estimación troposfera mediante un único receptor GPS.

La principal desventaja del PPP es que requiere tiempos de convergencia largos, necesarios para que la solución flotante de las ambigüedades de la fase converja para garantizar un posicionamiento a nivel centimétrico (Rizos *et al.*, 2012). Esto no supone un problema para el caso que nos ocupa, puesto que en lo que a control de desplazamientos se refiere, se realizan observaciones estáticas.

Algunos proveedores de datos y productos de PPP

Para el procesamiento con PPP se necesitan datos de efemérides y estado de relojes de alta precisión. Estos datos los proporcionan de forma gratuita organismos como el IGS, una lista detallada de los productos que proporciona el IGS se puede consultar en <http://igsb.jpl.nasa.gov/>.

En este momento se puede encontrar una variedad de programas PPP comerciales, incluso en línea. Los servicios en línea ofrecen la posibilidad de subir archivos de observación RINEX (Receiver Independent Exchange Format) para procesarlos de forma totalmente automatizada en un servidor. Los resultados se devuelven a través de correo electrónico o ftp en un corto intervalo de tiempo.

Seguidamente se describen brevemente los diferentes paquetes de software y plataformas de Internet.

CSRS-PPP

NRCan's (Natural Resources Canada's) PPP, también conocido como CSRS-PPP (Canadian Spatial Reference System) es un servicio PPP en línea gratuito para postprocesado de datos GPS, disponible desde 2003 (http://www.geod.nrcan.gc.ca/products-produits/ppp_e.php). CSRS-PPP permite a los usuarios de GPS enviar vía internet archivos de datos curdos de observación GPS de simple o doble frecuencia, estáticas o cinemáticas. En el caso de aplicaciones estáticas, se pueden alcanzar precisiones globales de nivel centimétrico, para receptores de doble frecuencia, así como para los receptores monofrecuencia, utilizando datos de código y fase de portadora. Para aplicaciones cinemáticas, sólo se pueden alcanzar precisiones subcentimétricas en el caso de receptores de doble frecuencia.

GAPS de UNB

La Universidad de New Brunswick (UNB) desarrolló el software de análisis y posicionamiento GPS, Analysis and Positioning Software (GAPS). De acuerdo con Leandro et. al. (2007), los algoritmos utilizados en GAPS siguen más o menos los enfoques estándar de PPP. GAPS está disponible como máquina de procesamiento en línea a través de la página web: <http://gaps.gge.unb.ca/ppp/>. Se puede realizar tanto el procesamiento estático como el cinemático.

GrafNav de Waypoint

GrafNav es una herramienta de procesamiento de trayectoria para aplicaciones aeronáuticas, que proporciona una aplicación para PPP. El software puede procesar observaciones de código y fase de una o doble frecuencia, junto con archivos de información precisa de órbitas y relojes. Según Waypoint (2006), se pueden alcanzar precisiones de 10-20 cm para mediciones aeronáuticas típicas.

Bernese Software v5.0 (BSW)

Aunque se trata de una herramienta tradicional de procesamiento de dobles diferencias, concretamente la que se ha utilizado para compensar las redes GNSS en esta Tesis, el software Bernese (BSW) (<http://www.bernese.unibe.ch/>), desarrollado en el Instituto Astronómico de la Universidad de Berna, también tiene capacidad para analizar mediciones GNSS sin diferenciar, en modo de post-proceso. BSW PPP es

muy rápido y eficiente generando coordenadas de precisiones centimétricas. Sin embargo, no es posible llegar a la precision que se alcanza con el análisis de redes.

Perspectivas

Con respecto a los retos, PPP se enfrenta a varios con el fin de alcanzar su pleno potencial de aplicaciones, el más importante es el largo tiempo de inicialización, que es un inconveniente para aplicaciones en tiempo real.

Por todo lo visto anteriormente, tratándose del estudio de los desplazamientos de la corteza terrestre, la técnica PPP es capaz de aportar posiciones absolutas precisas. Por lo tanto, incluso si todas las estaciones se ven afectadas por desplazamientos sísmicos, PPP es capaz de ofrecer posiciones absolutas válidas para el proceso de monitorización. Este, así como la idoneidad para aplicaciones en tiempo real, puede ser considerado como una ventaja importante de esta estrategia (Mendoza *et al.*, 2012).

3.2.3.3 Radar de apertura sintética interferométrico (InSAR)

Otra de las técnicas más utilizadas para la detección de movimientos de la corteza terrestre es la conocida como InSAR, que viene del acrónimo SAR (Synthetic Aperture Radar), se trata pues de una técnica que parte de la información de un Radar de Apertura Sintética. La interferometría diferencial (InSAR), usando imágenes radar de apertura sintética (SAR), genera una nueva imagen (interferograma) a partir de dos imágenes SAR de una misma zona. Se trata de una técnica en desarrollo y de gran precisión la cual, combinada con datos como pueden ser geológicos, morfológicos, sismológicos, etc., se muestra muy eficaz en la cuantificación de deformaciones superficiales en el terreno. (Giménez Perálvarez, J. D., 2012).

Las técnicas de teledetección, tradicionalmente se han caracterizado por aprovechar la radiación electromagnética solar (natural) como fuente generadora o emisor de ondas, para el posterior tratamiento y generación de imágenes. Cada sensor o receptor utilizado, en cada caso, trabaja en una banda concreta. Es decir, aprovecha una determinada longitud de onda, de todo el espectro electromagnético, que un objeto cualesquiera emite, como respuesta a la radiación recibida, para generar una imagen. Representa un avance, cuando se puede controlar la fuente generadora de ondas según el objetivo. Así, surgen un tipo particular de técnicas de teledetección cuando el emisor de ondas es artificial, con lo que se puede controlar la emisión de ondas en una determinada frecuencia, éste es el caso por ejemplo de las imágenes RADAR (Radio Detection And Ranging) (Giménez Perálvarez, J. D., 2012).

La generación de imágenes mediante técnica de RADAR trabaja en la zona del espectro electromagnético correspondiente a las microondas, comprendida entre aproximadamente 1,0 y 10-3 cm. Por tanto, las imágenes RADAR tienen una serie

de ventajas como pueden ser la capacidad de atravesar las nubes y la lluvia, así como la de tomar registro en la oscuridad.

Existen varias técnicas de generación de imágenes mediante RADAR. El método tradicional se conoce como Sistema Radar Real o RAR (figura 30 izquierda); por otro lado también existe el conocido Sistema Radar de Apertura Sintética o SAR (Figura 3.34 derecha), utilizado por los satélites europeos ERS-1 y ERS-2. El SAR, inversamente al RAR, logra una resolución mayor cuanto menor es la longitud de la antena, lo que supone una mejora técnica sensible respecto a este último.

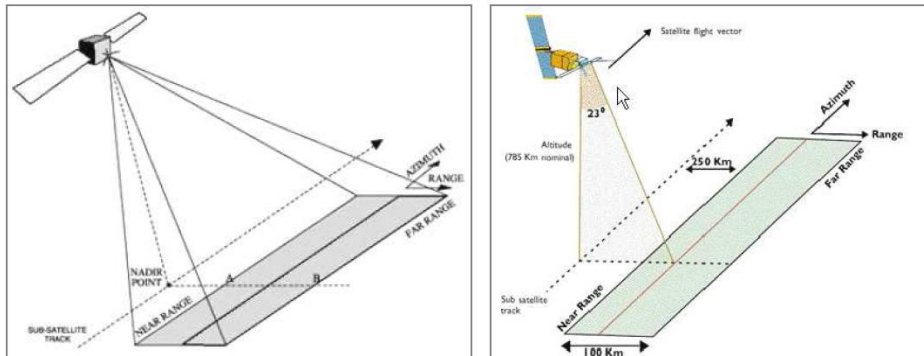


Figura 3.34. Geometría RAR (izquierda) y geometría SAR (derecha) (tomada de: <http://www.stanford.edu/group/radar/group.html>; grupo de interferometría radar de la Universidad de Stanford, Prof. Howard Zebker)

3.2.3.3.1 Sistema Radar de Apertura Sintética

El Sistema Radar de Apertura Sintética o SAR, se basa fundamentalmente en el efecto Doppler (cuando la fuente emisora de ondas y el observador están en movimiento relativo, el ancho de banda se acorta hacia donde se mueve el emisor y se alarga hacia donde se aleja) y, como se ha mencionado con anterioridad, es utilizado por los satélites europeos ERS-1 y ERS-2. El SAR tiene múltiples aplicaciones como pueden ser (Giménez Perálvarez, J. D., 2012):

- Obtención del espectro de las olas de agua en el océano.
- Clasificación de los tipos de hielos.
- Seguimiento de desplazamientos del hielo.
- Modelos digitales del terreno por interferometría.
- Detección automática de vertidos de fuel.
- Altimetros radar.
- Radargrametría.
- Geodesia: determinación del geoide.
- Deformaciones del terreno.

Este tipo de imágenes (como cualquier otra análoga) necesita, antes de su generación definitiva, un preprocesado que corresponde fundamentalmente a la eliminación del ruido (Speckle), y un posterior procesado de la imagen mediante un protocolo previamente establecido. Para la interpretación de las imágenes, hay que tomar las siguientes consideraciones:

- Las sombras observadas son consecuencia del ángulo de incidencia y no de la geometría de la iluminación solar.
- Los niveles de gris están relacionados con la propiedad de dispersión de la superficie. A mayor dispersión, tonos más claros.
- Los distintos tipos de superficies generan distintos tipos de dispersiones:
 - o Áreas urbanas: dispersión muy fuerte.
 - o Bosques: dispersión intermedia.
 - o Agua calmada: baja dispersión.
- La dispersión, que proporciona información de la superficie, es proporcional a: la rugosidad, las propiedades dieléctricas y las pendientes locales.

3.2.3.3.2 *Interferometría diferencial mediante imágenes de radar de apertura sintética*

La interferometría se centra en el estudio y explotación de la información proporcionada por las imágenes de fase de las imágenes complejas SAR. Tanto la técnica de interferometría SAR, como la interferometría diferencial (InSAR), se basan en la explotación contenida en uno o más interferogramas. La interferometría es utilizada para la cuantificación de deformaciones ocurridas en la superficie terrestre, mediante la obtención de la altura del suelo a partir de dos imágenes SAR, obtenidas desde puntos próximos con cierto intervalo temporal de separación, como se puede apreciar en la Figura 3.35. (Giménez Perálvarez, J. D., 2012).

El avance y desarrollo de esta técnica, como tantas otras análogas, va unida a la capacidad de adquisición de ordenadores personales y a la disponibilidad de imágenes de RADAR de casi cualquier zona del planeta, procedentes de los satélites europeos ERS-1, ERS-2 y ENVISAT, y el japonés J-ERS-1. Se trata de un método de gran precisión, cuya potencia radica en que trabaja con la información de fase de la onda emitida por el satélite, y por tanto la precisión está únicamente limitada por la longitud de onda de la radiación emitida. En el caso de los satélites europeos ERS la longitud de onda emitida es de 56 mm, por lo que pueden llegar a identificarse desplazamientos próximos a la mitad de un ciclo, es decir 28 mm. Todo esto ha propiciado la realización de numerosos estudios en los que se identifican y cuantifican importantes deformaciones superficiales.

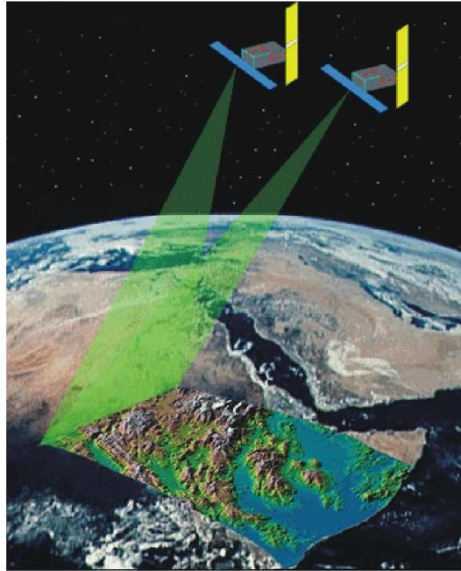


Figura 3.35. Generación de imágenes SAR (tomada de: <http://www.stanford.edu/group/radar/group.html>; grupo de interferometría radar de la Universidad de Standford, Prof. Howard Zebker)

3.2.3.3.3 Metodología General

La técnica de la interferometría diferencial aplicada al estudio de deformaciones ocurridas en la superficie terrestre, consiste fundamentalmente en la comparación de la información de fase de dos imágenes SAR de una misma superficie, tomadas antes y después respectivamente del evento en cuestión sobre la zona afectada (Figura 3.36. izquierda). La diferencia resultante de fases origina un nuevo tipo de imagen llamada interferograma, (Figura 3.36 derecha) y que se define como la diferencia de fase entre las dos imágenes. La idea fundamental es la estimación del número de ciclos completos de longitud de onda para, a partir de ella y el interferograma, poder determinar la elevación del terreno. Es un proceso complejo, y existen varios algoritmos con estimaciones que pretenden obtener la máxima precisión y bondad del método (fase de Unwrapping).

Por tanto, mediante esta técnica se puede apreciar deformaciones o variaciones de altura en la dirección suelo-satélite. Cualquier deformación en la horizontal, como puede ser el caso de una falla de componente exclusivamente en dirección, pasará desapercibida. En los casos en los que exista deformación, el interferograma registra un modelo de interferencia compuesto de franjas (fringes) que contienen toda la información sobre la geometría relativa entre las dos imágenes. Cada franja, que corresponde con un ciclo de fase, equivale a un cambio de distancia suelo-satélite

de 28 mm. Se trata de una deformación escalar y no vectorial como la obtenida con sistemas GPS.

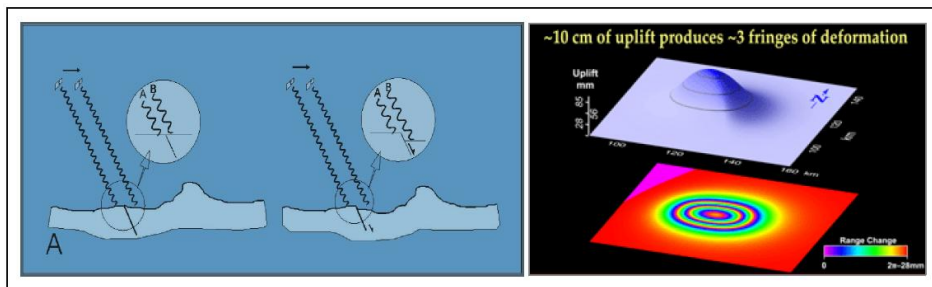


Figura 3.36. Reflejo en franjas de interferograma que tendría un levantamiento como el mostrado (izquierda). Esquema mostrando como la diferencia de fase de la onda emitida y recibida por el satélite indica la cantidad de movimiento en la dirección suelo-satélite, producido en este caso por un movimiento cosísmico (tomada de: <http://www.stanford.edu/group/radar/group.html>; grupo de interferometría radar de la universidad de Standford, Prof. Howard Zebker)

3.2.4 Redes de estaciones permanentes

Con el desarrollo de las técnicas GNSS, son muchos los organismos que han puesto en marcha sus propias redes de estaciones permanentes GNSS, la mayoría de las cuales ofrecen sus datos de forma gratuita.

Una red de estaciones permanentes GNSS debe tener tres componentes fundamentales:

- Las estaciones GPS permanentes funcionando en forma autónoma, que recolectan las observaciones GPS y las almacenan para después enviarlas al centro de control correspondiente.
- El centro de coordinación y almacenamiento de datos, que coordina el funcionamiento de la red y concentra las mediciones realizadas en un servidor.
- El centro de cálculo, que procesa las observaciones de la red para obtener: coordenadas de las estaciones, correcciones ionosféricas y otros productos útiles.

Las redes de estaciones permanentes ofrecen múltiples beneficios, tanto en lo que se refiere a la emisión de correcciones en tiempo real para trabajar en RTK (Real Time Kinematic), como en lo referente a la puesta a disposición de los datos estáticos recolectados por las estaciones; estos datos son los que se han utilizado para la realización de la presente tesis.

Los objetivos de una estación permanente son varios:

- Objetivos de carácter práctico, como son reducir la inversión en equipamiento de los profesionales y mejorar el rendimiento de los trabajos de campo, gracias a las emisiones de correcciones RTK.
- Objetivos de carácter geodésico, estos son: mejorar la georreferenciación cartográfica, perfeccionar los marcos de referencia nacionales o regionales y contribuir con el marco de referencia mundial (ITRF, Internacional Terrestrial Reference Frame)
- Objetivos de carácter geofísico, geodinámico u otros: determinar los movimientos de la corteza terrestre, realizar estudios climatológicos, investigar la variabilidad ionosférica, etc.

Las tareas de una estación permanente son principalmente la recolección de observaciones de forma continua, la verificación de la calidad de los datos, la transformación de las observaciones a un formato convencional (RINEX) y la compresión de los archivos de datos, así como el almacenamiento de la información en un servidor.

Los elementos básicos que componen una estación permanente son: un receptor y una antena GNSS geodésicos, un PC para almacenar y administrar la información, programas de automatización, conexión a Internet, fuente continua de alimentación. Aunque la estación realiza sus operaciones mecánicamente mediante un programa de control, nunca es posible prescindir totalmente de personal técnico.

La ubicación de una estación permanente debe cumplir una serie de requisitos:

- El horizonte debe estar despejado
- En las cercanías de la antena no deben encontrarse objetos que puedan interferir con las señales GNSS o producir multicamino
- El terreno debe ser geológicamente estable
- La antena debe estar montada sobre una estructura rígida y perdurable
- El sitio debe estar libre de interferencias electromagnéticas
- Debe contarse con la infraestructura indispensable: energía eléctrica, conexión a Internet, seguridad y accesibilidad fácil.

En lo que se refiere a la gestión, una estación permanente puede ser gestionada por cualquier organismo público o privado, aunque es interesante que se integre en la red nacional o regional de estaciones GNSS permanentes.

Una red nacional de estaciones permanentes GNSS evita conflictos de coordenadas entre provincias o municipios, por otro lado, el procesamiento conjunto de los datos de toda la red garantiza la homogeneidad de las coordenadas de todas sus estaciones y proporciona un marco de referencia uniforme.

Si las estaciones permanentes están integradas en la red nacional:

- Sus coordenadas se calculan periódicamente, lo que garantiza calidad y fiabilidad.
- El centro de coordinación y los centros de cálculo brindan soporte técnico, tanto a los profesionales a cargo de la estación como a los profesionales usuarios de la estación.
- Los datos de todas las estaciones están disponibles en un único servidor
- Los datos se almacenan de acuerdo con estándares
- Las coordenadas de las estaciones permanentes tienen valor legal porque se hallan referidas al marco de referencia nacional promulgado oficialmente por la autoridad competente

Existen redes de estaciones permanentes a diferentes niveles, a nivel mundial cabe destacar la red del IGS o la red CORS de Estados Unidos. A nivel continental encontramos la red EUREF. A nivel nacional, tenemos la red del IGN (Instituto Geográfico Nacional). A nivel autonómico, casi todas las autonomías disponen de una red de estaciones permanentes, así Aragón, Andalucía, Asturias, C. Valenciana, Cantabria, Castilla y León, Cataluña, Extremadura, Islas Canarias, La Rioja, Murcia, Navarra y País Vasco disponen de sus propias redes de estaciones permanentes. En Castilla La Mancha, Islas Baleares y Madrid, todavía no disponen de red.

3.2.5 *Estado del arte*

El uso de las tecnologías GNSS ha supuesto un gran avance en el campo de la Geodinámica, proporcionando medidas directas de los desplazamientos de las placas y de las deformaciones intraplaca. Esta información es básica para la comprensión de la cinemática de estos movimientos, por lo que actualmente están operativos numerosos programas de investigación tanto nacionales como internacionales al respecto.

3.2.5.1 **Programas internacionales**

3.2.5.1.1 *International Lithosphere Program*

El ILP fue establecido en 1980 por el International Council of Scientific Unions (ICSU), a petición de la International Union of Geological Sciences (IUGG) y la International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG). Se puede consultar información más detallada acerca de este programa en su página web: <http://scilip.gfz-potsdam.de/>.

El Programa Internacional Lithosphere Program (ILP), busca dilucidar la naturaleza, la dinámica, el origen y evolución de la Litósfera, a través de proyectos de investigación internacionales y multidisciplinarios relacionados con las ciencias de la Tierra a través de comités de coordinación.

El ILP se encarga de promover proyectos de investigación de interés para las comunidades geológica (UISG) y geofísica (IUGG). Se pretende lograr un equilibrio entre: hacer frente a las necesidades sociales como comprender las catástrofes naturales, el suministro de información para la mejora en la exploración de recursos y la protección del medio ambiente, y satisfacer la curiosidad científica.

Perfil del programa

El estudio integral de la Tierra sólida es fundamental para el programa ILP desde los siguientes puntos de vista:

- La Litosfera constituye la conexión entre el interior terrestre y la superficie de la Tierra
- La Litosfera es el nexo de unión entre la geología, la geofísica y geotécnica (es decir, la interfaz centrada entre la IUGS y IUGG)
- Los avances en el estudio de la Litosfera no pueden prosperar sin la integración de técnicas de teledetección y monitorización (donde es clave el uso de técnicas GNSS como las empleadas en la presente tesis), reconstrucción y procedimientos de modelado.

Retos del programa

Fomentar la investigación fundamental sobre la Litosfera para propiciar nuevos conocimientos en relación a los procesos de la Tierra. Los desafíos a los que se enfrenta a este respecto el ILP en el futuro cercano son:

- Fortalecer la conexión entre aspectos de la Tierra sólida y no sólida relacionados con la Litosfera
- Fortalecer el perfil y el impacto de la investigación sobre la Litosfera en temas de relevancia social como la energía y el medio ambiente
- Ser atractivo para los jóvenes investigadores mediante la elección de temas interesantes adoptando enfoques integradores
- Promover la formación de jóvenes investigadores en los estudios Litosfera

Temas de investigación propuestos

Desde 1990, los proyectos del ILP se han movido en torno a los cuatro temas de investigación principales:

- Ciencias de la tierra sobre el cambio global
- Dinámica continental y procesos profundos
- Litosfera Continental
- Litosfera oceánica

Los temas propuestos para los nuevos grupos de trabajo incluyen

- Cartografía integrada de la Litosfera
- Dinámica del Manto

- Respuesta de la Litósfera en los procesos de superficie
- Estudios paleoclimáticos

Una característica clave en los grupos de trabajo es su carácter dinámico. Existen grupos durante un período limitado de cinco años. Se da un valor especial a las iniciativas recientes en América del Norte para la adquisición de datos a gran escala (como EarthScope) y para buscar valor añadido de los programas nacionales más importantes, como por ejemplo los emprendidos en China, India y América del Sur.

3.2.5.1.2 Programa Topo Europe. Euro array

El programa Topo Europe aborda la evolución topográfica 4-D de los orógenos y regiones internas de la placa europea a través de un enfoque multidisciplinario que integra Geología, Geofísica, Geodesia y Geotécnica. El programa se centra en monitorización, tratamiento de imágenes, reconstrucción y la modelización de los procesos que interactúan y controlan la topografía continental, con los riesgos naturales asociados. Se puede consultar información más detallada acerca de este programa en su página web: <http://www.topo-europe.eu/>.

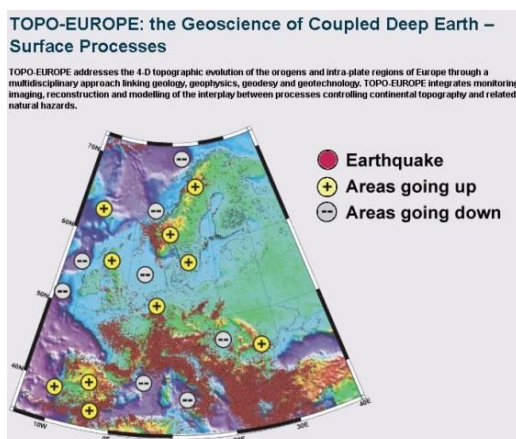


Figura 3.37. Programa Topo Europe. Ámbitos de actuación

incluyen los Alpes / Cárpatos-cuenca panónica, la plataforma de Europa central y oriental, la región de los Apeninos-Egeo-Anatolia, la Península Ibérica, el margen continental de Escandinavia, la plataforma de Europa del este y la zona oriental del Cáucaso.

Se integran instalaciones de investigación europeas y conocimientos esenciales para avanzar en la comprensión del papel de la topografía en los sistemas dinámicos ambientales de la Tierra. El objetivo principal es doble:

- Integrar los programas nacionales de investigación en una red europea común
- Integrar las actividades de los institutos Topo Europe y los participantes

Los principales objetivos son proporcionar un foro interdisciplinario para compartir conocimiento e información en el campo de la evolución neotectónica y topográfica de Europa, de promover y fomentar la investigación multidisciplinar en una escala verdaderamente europea, para aumentar la movilidad de los científicos y la formación de jóvenes científicos.

Justificación del programa Topo Europe

La topografía continental es la interfaz de los procesos que ocurren en las profundidades de la Tierra, la superficie y la atmósfera. La topografía influye en la sociedad, no sólo como resultado de cambios lentos en el paisaje, sino también en términos de su impacto sobre los riesgos geológicos y el medio ambiente. Cuando sube el nivel del mar, de un lago o del agua subterránea, o bien se produce una subsidencia, aumenta el riesgo de inundaciones, que afecta directamente a la sostenibilidad de los ecosistemas locales y los hábitats humanos. Por otro lado, la disminución de niveles de agua y tierras pueden conducir a un mayor riesgo de erosión y desertificación. En el pasado reciente, los deslizamientos catastróficos y caídas de roca han causado graves daños y numerosas víctimas en Europa. El rápido crecimiento demográfico en las cuencas hidrográficas, tierras bajas costeras y las regiones montañosas y el calentamiento global, asociado a fenómenos meteorológicos excepcionales cada vez más frecuentes, pueden agravar el riesgo de inundaciones. A lo largo de las zonas de deformación activa, los terremotos y las erupciones volcánicas causan cambios en la topografía de corta duración y localizada. Estos cambios pueden presentar peligros adicionales, pero al mismo tiempo permiten cuantificar el estrés y la acumulación de tensión, un control de clave para la evaluación de riesgo sísmico y volcánico. A pesar de que los procesos naturales y las actividades humanas causan riesgos geológicos y cambios ambientales, la contribución relativa de los distintos componentes es todavía poco conocida. El hecho de que la topografía influye el clima es conocido desde el comienzo de la civilización, pero sólo recientemente somos capaces de modelar sus efectos en las regiones donde se dispone de buenos datos topográficos y climatológicos.

El estado actual y el comportamiento de la superficie de la Tierra es una consecuencia de los procesos que operan en una amplia gama de escalas de tiempo. Los efectos más importantes son los relacionados con la actividad tectónica, el hundimiento y el desarrollo de los sistemas fluviales, los efectos residuales de las edades de hielo en los movimientos verticales de la corteza, efectos climatológicos y los poderosos impactos antropogénicos. Si queremos entender el estado actual del sistema de la Tierra, para predecir su futuro y para diseñar nuestro uso de la misma, necesitamos comprender este espectro de procesos, operando al mismo tiempo pero en diferentes escalas de tiempo. El desafío de las ciencias de la Tierra es describir el estado del sistema, para controlar sus cambios, prever su evolución y para evaluar los modos de su uso sostenible por la sociedad humana.

Objetivos específicos de Topo Europe:

- Modelado de la subsidencia en las cuencas y deltas de Europa
- Cuantificación de inestabilidades del terreno
- Monitorización de alta resolución de los movimientos corticales en el espacio y el tiempo para cuantificar la relación entre fuentes y sumideros de sedimentos y el diseño de modelos tectónicos y sísmicos.
- Adaptación de los sistemas de modelización numérica y analógica para la caracterización de las relaciones de retroalimentación entre la tectónica, la topografía y el clima
- Imágenes tomográficas de alta resolución de la interacción dinámica entre el Manto y la Litosfera y sus efectos sobre la topografía de la superficie
- Estudio de los efectos de los procesos neotectónicos en los cauces fluviales y la evolución costera, con especial atención a los riesgos de inundación.

3.2.5.1.3 Programa Topoiberia

El proyecto Topo-Iberia responde al interés de la comunidad científica española por establecer un marco científico-tecnológico en el que desarrollar de manera integrada estudios geocientíficos multidisciplinares sobre el ‘micro-continente’ formado por la península ibérica y sus márgenes.

La configuración del relieve terrestre (topografía continental y batimetría marina) y los cambios que puedan producirse en nuestro entorno geográfico natural tienen una trascendencia social innegable, ya que marcan las condiciones de habitabilidad y desarrollo futuro de la actividad humana.

Los cambios en el relieve pueden producirse a ritmos temporales muy variados y tener causas muy diversas, de tipo natural o antropogénico, pero deben ser tenidos muy en cuenta en aspectos como evaluación de recursos y riesgos naturales, cambio climático, etc.

Hasta hace poco tiempo se analizaba la topografía continental en relación únicamente con una serie de procesos que tienen lugar en la superficie terrestre y en la atmósfera. Estudios recientes han reconocido la importancia e influencia que sobre la topografía ejercen también los procesos geológicos profundos, a nivel de Litosfera y Manto terrestre. El grado de impacto de tales procesos profundos y las relaciones de interdependencia y retroalimentación que existen entre todos ellos son aún mal conocidos y poco cuantificados.

Para su comprensión se requieren estudios innovadores, multidisciplinares e integrados en el ámbito de las Ciencias de la Tierra. Los modelos estructurales y evolutivos deben basarse en conjuntos de datos con una resolución muy superior a la disponible actualmente, para lo que se requerirán acciones de adquisición de nuevos datos con gran densidad mediante plataformas experimentales multidisciplinares.

El proyecto "Geociencias en Iberia: Estudios integrados de topografía y evolución 4D. Topo-Iberia" es una propuesta que involucra a más de 100 investigadores de 10 grupos distintos, y que responde a la voluntad e interés de la comunidad científica española de establecer un marco científico-tecnológico en el que desarrollar de manera integrada estudios geocientíficos multidisciplinares. Se puede consultar información más detallada acerca de este programa en su página web: <http://www.igme.es/internet/TopoIberia>

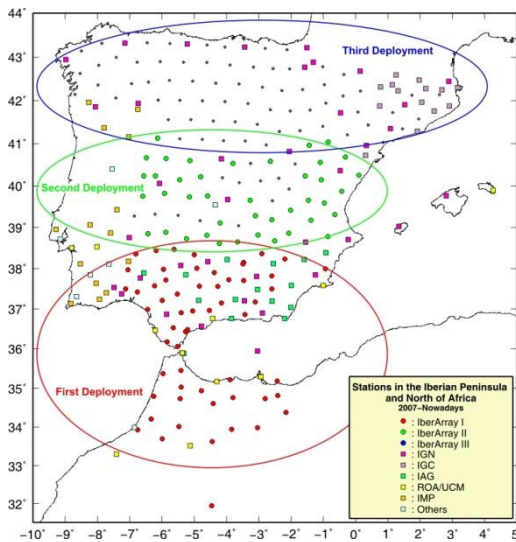


Figura 3.38. Programa Topo Iberia. Ámbitos prioritarios de actuación

El ‘micro-continente’ formado por la península ibérica y sus márgenes constituye un laboratorio natural idóneo, claramente reconocido a nivel internacional, para desarrollar investigaciones innovadoras y de frontera sobre su topografía y evolución 4D.

La finalidad de Topo-Iberia es comprender la interacción entre procesos profundos, superficiales y atmosféricos, integrando investigaciones en geología, geofísica, geodesia y geo-tecnología. El conocimiento de los cambios del relieve y sus causas es de gran trascendencia social por lo que respecta al cambio climático y a la evaluación de recursos naturales y riesgos.

Como se indica en la Figura 3.38., se identifican tres ámbitos prioritarios de actuación:

- Zona norte de la placa ibérica (Sistema Pirenaico-Cantábrico). Este ámbito de actuación incluye los Pirineos y su prolongación hacia el oeste por la Cordillera Cantábrica y el margen continental noribérico, lo que constituye un mismo ámbito geodinámico ligado a la interacción entre las placas Ibérica y Europea. Los relieves pirenaicocantábricos se conectan hacia el sur con la terminación norte de la Cordillera Ibérica y terminan gradualmente hacia el oeste a través de los Montes de León y los suaves relieves del macizo galaico.
- Área central peninsular (Meseta, Sistemas Central e Ibérico). El ámbito geodinámico central del microcontinente Ibérico incluye las regiones deformadas del interior de la placa como el Sistema Central y Cadena Ibérica y sus cuencas sedimentarias asociadas.

- Zona sur de la placa ibérica (Sistema Bético-Rifeño). Este ámbito geodinámico incluye el orógeno Bético-Rifeño, el prisma de acreción del Golfo de Cádiz, y las cuencas y márgenes de los mares de Alborán y Argelino-Balear occidental.

Se pretende configurar una base de datos y resultados multidisciplinarios que permita resolver los interrogantes actualmente existentes mediante estrategias novedosas de interpretación conjunta.

Objetivo fundamental del programa es incrementar decisivamente la información disponible con el despliegue sobre el terreno de una plataforma "IberArray" de observación tecnológica, multiinstrumental y de gran resolución.

En cuanto a finalidades para aplicabilidad a intereses nacionales de los resultados esperables, estas investigaciones propician un incremento en la infraestructura geológica y geofísica en cordilleras y cuencas de aguas territoriales españolas. En su caso, pueden ser aplicadas a actuaciones dirigidas a prevenir y diseñar planes de contingencia para riesgos geológicos y también medioambientales, especialmente en aquellas zonas en que se producen considerables terremotos y numerosos deslizamientos del terreno relacionados con el desarrollo actual del relieve y la elevación de márgenes continentales. Su aplicación en el ámbito marino afecta a diversas áreas con importante tráfico marítimo, turístico y comercial, y vías de paso obligado para mercancías peligrosas. También, es posible la transferencia de nuestros resultados al sector industrial, especialmente en cuanto a la potencialidad en hidrocarburos en determinadas cuencas, que han sido y son actualmente sujeto de exploraciones comerciales por compañías petroleras nacionales y extranjeras.



Figura 3.39. Equipos GPS de la Red Topo-Iberia

Como se ha comentado, uno de los objetivos principales del proyecto Topo-Iberia, es obtener información sobre el estado de esfuerzos y la deformación dentro de la Península Ibérica y sus márgenes, puesto que los equipos GPS permiten medir la deformación actual y proporcionan información sobre tectónica activa detectando movimientos relativos entre las estaciones del orden de mm/año, el proyecto Topo-Iberia cuenta con un subproyecto GPS, que prevé el despliegue de una red semi-permanente de 25 GPS de registro continuo durante un periodo de al menos 30 meses, que se muestran en la Figura 3.39. Los equipos GPS cubrirán varias transectas y zonas estratégicas complementando los instrumentos actualmente disponibles instalados por diversas instituciones. Información más detallada acerca de este proyecto se puede encontrar en su página web: <http://www.igme.es/internet/TopoIberia/metodologias.html#theta>.

3.2.5.1.4 Proyecto CAP (Central Andes Project)

Constituye un proyecto científico auspiciado por la Fundación Nacional de Ciencias de los Estados Unidos de Norteamérica y desarrollado por los Doctores Robert Smalley Jr. de la Universidad de Memphis y Mike Bevis de la Universidad de Ohio que comenzó en el año 1992 y consiste en el estudio de la deformación y desplazamiento de la corteza terrestre particularmente en la zona andina en la República Argentina.

Información más detallada acerca del proyecto se puede encontrar en su página web: <http://www.ign.gov.ar/NuestrasActividades/ID/Proyectos/Colaboracion/Cap>.

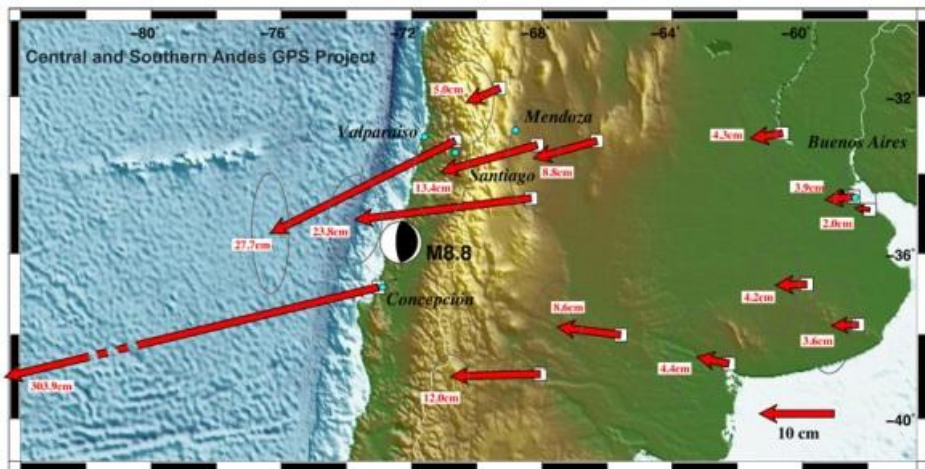


Figura 3.40. Central Andes Project. Desplazamientos cosísmicos asociados al terremoto de Chile del 27 de febrero de 2010 de 8,8 Mw

Desde los inicios del proyecto, el Instituto Geográfico Nacional de Argentina (IGN) estuvo directamente vinculado al mismo a través de la ejecución de mediciones de campaña a lo largo de toda la República Argentina.

Estas mediciones se realizan con receptores GPS de última generación, ubicados satisfaciendo las necesidades del proyecto, algunos de ellos se instalaron de forma permanente y han constituido la base sobre la cual se ha desarrollado la Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo (RAMSAC), administrada por el IGN. Otros puntos, son medidos mediante campañas de observación. El resultado de uno de sus trabajos, concretamente el estudio de los desplazamientos cosísmicos asociados al terremoto de Chile del 27 de febrero de 2010, se muestra en la Figura 3.40.

La elección y materialización de los puntos en el terreno es uno de los aspectos fundamentales del éxito del proyecto debido al nivel de precisión de la determinación de las coordenadas de los mismos. En este aspecto el IGN capacita a sus profesionales para esta tarea y lo está haciendo actualmente en el procesamiento científico de los datos con el software GAMIT – GLOB K.

A lo largo de más de 15 años de trabajo en conjunto entre las Instituciones y los profesionales de cada una de las mismas, se han publicado numerosos trabajos en congresos internacionales y en las revistas científicas más prestigiosas del mundo.

3.2.5.1.5 *Proyecto Corner Andes Project*

El proyecto Corner Andes Project se basa en que los Andes presentan una oportunidad única para estudiar los procesos de orogénesis producidos por un proceso de subducción de una placa oceánica. Por otra parte, el conocimiento detallado de los recursos hídricos, minerales e hidrocarburos es de vital importancia, ya toda la región presenta considerables riesgos sísmicos y volcánicos.

El proyecto busca entender en este laboratorio natural, los procesos tectónicos y superficiales, con estudios integrados que utilizan la sismología, la geofísica, la geología estructural y neotectónica, petrología ígnea y geoquímica, estratigrafía física y análisis de cuencas, la geomorfología, la paleoclimatología y glaciología. Es de señalar que para la realización de estos estudios el uso de las técnicas GNSS es fundamental. El ámbito regional del proyecto constituye el orógeno andino entre el sur de Perú y la Patagonia, con los esfuerzos concentrados en Argentina, Chile y Bolivia. El proyecto se ha enriquecido y fortalecido por una estrecha cooperación con los geocientíficos de América Latina en la industria, instituciones públicas y el mundo académico. Información más detallada acerca del proyecto se puede encontrar en su página web: <http://www.geo.cornell.edu/geology/cap/>.

Objetivos de del proyecto

La mayor parte de la investigación llevada a cabo por los miembros de Corner Andes Project se ha centrado en Argentina y Chile, aunque también se ha trabajado en Venezuela, Bolivia, Perú y Colombia.

Los proyectos de investigación actuales más importantes son los siguientes:

- Estudio de la zona de subducción del norte de Chile
- Deformación asociada con la subducción.
- Volcanismo Cenozoico en Argentina central y Chile: relación del magmatismo con los ángulos de la zona de subducción y los procesos de la evolución litosférica continental.
- Las variaciones geoquímicas temporales y espaciales en la zona de rocas magmáticas de la Patagonia: Implicaciones para la evolución cortical y del Manto.
- Estudio de los cambios climáticos en el inicio del Cuaternario en el desierto de Atacama y sus relaciones con las aguas subterráneas
- Paleoclima del Mioceno en las tierras bajas de los Andes Centrales
- La rotación de la vertiente occidental de los Andes Centrales y el origen de las cuencas sedimentarias del Salar de Atacama y Calama
- Movimiento y migración de magma volcánico
- Ciclo sísmico en la región andina

3.2.5.2 Programas nacionales

3.2.5.2.1 Programa Earth Scope

Earth Scope es un programa de la National Science Foundation (NSF), que despliega miles de instrumentos de prospección sísmica, GPS y otros instrumentos geofísicos para estudiar la estructura y la evolución de América del Norte (ver Figura 3.41.), así como los procesos que producen terremotos y erupciones volcánicas. Se trata de un proyecto que fomenta la colaboración entre científicos, educadores, responsables políticos y ciudadanos, para divulgar los avances científicos en la materia. Más información acerca del proyecto se puede encontrar en su página web: <http://www.earthscope.org/>.

Objetivos del proyecto

América del Norte posee uno de los registros más completos de formación, modificación y destrucción continental. El objetivo de Earth Scope es usar Norteamérica como un laboratorio natural para obtener conocimientos fundamentales sobre cómo funciona la Tierra. La complejidad de los procesos geológicos requiere estudios multidisciplinarios de científicos especializados en ciencias de la Tierra. Con el programa, se pretende alentar a los científicos desde un punto de vista más creativo,

permitiendo que las ideas innovadoras proporcionen nuevos conocimientos sobre el pasado, el presente y el futuro del planeta en que vivimos.

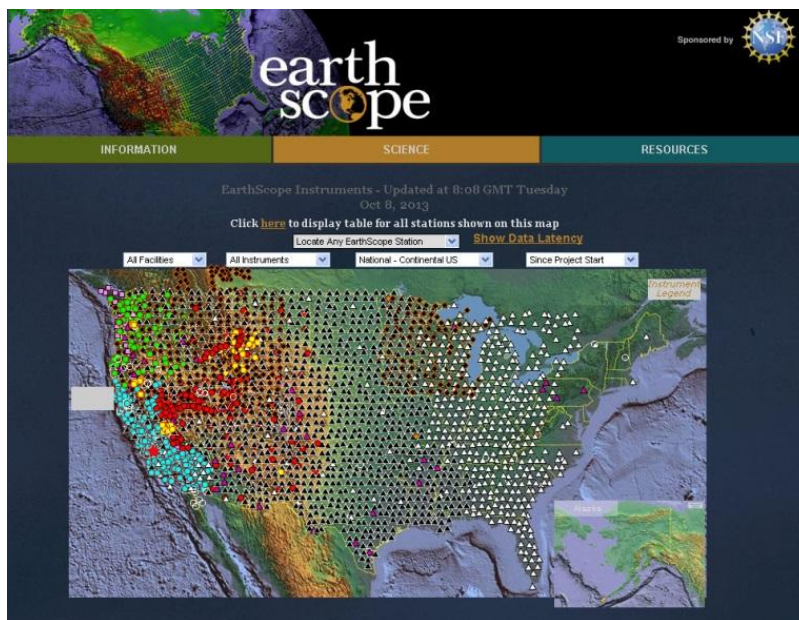


Figura 3.41. Red de instrumentación desplegada en el proyecto Earth Scope. www.Earthscope.org/current_status. 10-2013

La temática estudiada se puede dividir en varias categorías generales:

- Procesos en los márgenes convergentes. Constituyen algunos de los entornos más dinámicos tectónicamente de la Tierra.
- Tensión y deformación de la corteza. La forma en que la Tierra sólida responde a las fuerzas tectónicas.
- Deformación y evolución de las estructuras continentales. Estudio del margen activo de América del Norte.
- Fallas tectónicas y procesos involucrados en los terremotos. EarthScope está investigando el desarrollo de modelos de predicción de terremotos, desentrañando los procesos activos y dinámicos a lo largo de fallas
- Estructura y dinámica del interior de la Tierra. Uno de los objetivos fundamentales es la mejor comprensión de los procesos internos de la Tierra y la evolución de la Litosfera continental en relación a los procesos del Manto superior es un objetivo principal de EarthScope. Aprenda más sobre cómo la investigación EarthScope está impulsando descubrimientos en esta área.

- Vulcanismo. América del Norte posee una amplia gama de sistemas magmáticos como los "clásicos" volcanes de márgenes convergentes de Cascadia y las Aleutianas.

3.2.5.2.2 Southern California Integrated GPS Network (SCIGN)

La red SCIGN constituye un conjunto de 250 estaciones permanentes distribuidas a lo largo del sur de California con una mayor densificación en el área metropolitana de Los Ángeles. La red comienza a instalarse desde hace una década hasta llegar a su conformación actual. Más información se puede encontrar en la web: www.scec.org/.

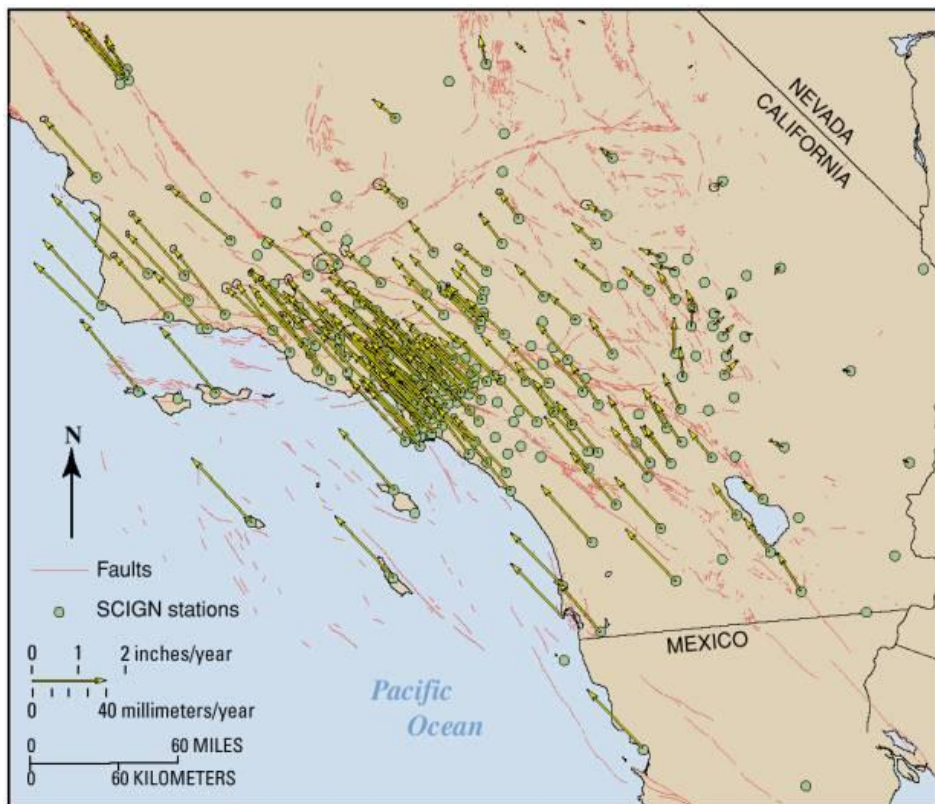


Figura 3.42. Mapa en el que se muestran los vectores de desplazamiento de la corteza terrestre en el sur de California, según la SCIGN. www.scec.org/instanet/01news/spot010828

El 2 de julio de 2001, cuatro días antes de su inauguración programada, SCIGN alcanzó su objetivo meta de 250 estaciones operativas diseminadas por todo el sur de California y el norte de Baja California, México

Las estaciones SCIGN están dirigidas por las siguientes agencias:

- 125 estaciones centrales, son financiadas por la National Science Foundation (NSF)
- 95 estaciones a lo largo de la Falla de San Andres y en la zona urbana de Los Angeles que son gestionadas por la oficina local de Pasadena del Servicio Geológico de EE.UU.
- Las estaciones restantes que son gestionadas por el Jet Propulsion Laboratory y otras agencias.

Objetivos de la red

El sur de California es un lugar sujeto a fuerzas tectónicas de cizalladura, estirando y comprimiendo la corteza terrestre con un patrón complejo. Estas deformaciones lentas pero continuas se producen fundamentalmente en las principales fallas tectónicas activas, responsables por otra parte de la alta sismicidad de la región. La pregunta que trata de responder la SCIGN es si a través del patrón de deformación se pueden prever con más precisión futuros terremotos.

La red SCIGN fue construida con cuatro grandes objetivos científicos en mente. SCIGN está diseñada para proporcionar una cobertura regional que mejore las estimaciones de riesgo sísmico, identificando fallas activas, empujes debajo de Los Angeles, variaciones en las tensiones medidas y mediciones de movimientos permanentes mayores de 1 mm, no detectables por los sismógrafos (ver figura 37), incluyendo la respuesta de las fallas a los cambios de tensión regionales. La red consigue esos objetivos haciendo mediciones geodésicas precisas y continuas que revelan el pequeño movimiento continuo, producto de la tensión que se transmite a través de la corteza en el sur de California. Como es conocido, la tensión acumulada está directamente relacionada con la peligrosidad sísmica. Estas mediciones contribuyen a la evaluación del peligro, ayudando y concienciando a los ciudadanos a prepararse. Por lo tanto, este instrumento puramente científico, puede producir efectos sociales positivos, siendo sin duda éste el objetivo último del proyecto SCIGN.

Los productos generados con los datos SCIGN al igual que esos datos son de libre acceso en www.scign.org.

3.2.5.2.3 *Crustal deformation monitoring (United States Geological Survey USGS)*

La superficie de la Tierra está siendo deformada a través de fallas tectónicas que acumulan tensión y que se deslizan con el tiempo. El USGS utiliza mediciones GPS para controlar este movimiento cerca de fallas activas.

El USGS utiliza GPS para medir la deformación de la corteza en todo los Estados Unidos. Sin embargo la mayor parte del trabajo se concentra en los estados del

oeste, como se puede ver en la figura 38, donde se producen la mayoría de los terremotos y donde las tasas de deformación de la corteza son más altas.

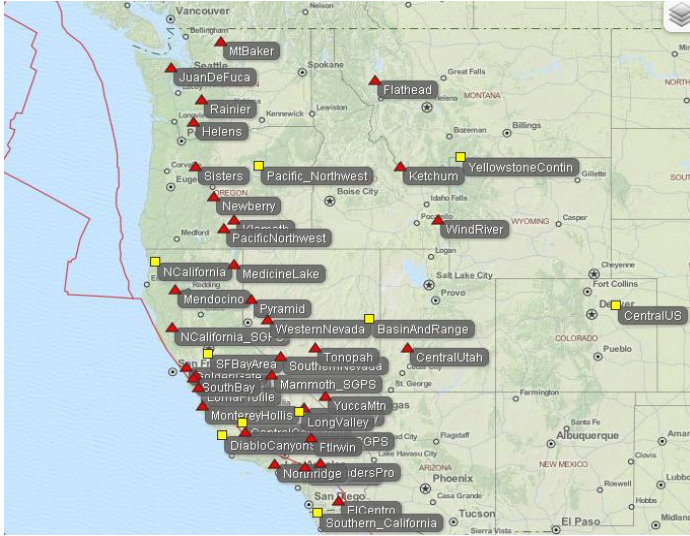


Figura 3.43.. Red de estaciones GPS permanentes y no permanentes del oeste de EE.UU. <http://earthquake.usgs.gov/monitoring/gps/>

superficie de la Tierra, inclinación del suelo, tensiones y deslizamientos de falla. El USGS habitualmente mide estos y otros parámetros que reflejan esta deformación.

La superficie de la Tierra cerca de las fallas activas se deforma antes, durante y después de los terremotos. Del mismo modo, la superficie cercana a los volcanes activos también se deforma como consecuencia de las erupciones y la evolución volcánica. La deformación de la corteza se puede estudiar desde diferentes técnicas de observación: movimiento relativo de puntos de la

3.2.5.2.4 Programa CMONOC (Cristal Movement Observation Network of China)

El objetivo científico de Crustal Movement Observation Network of China es fundamentalmente la predicción de terremotos, aunque también satisface necesidades en el campo de la Geodesia, dando servicios de GNSS diferencial, en el campo de la Meteorología, etc. Por este motivo está gestionado por el “First Crustal Deformation Monitoring Center, China Seismological Bureau, Tianjin 300180, China”.

Las características principales de la CMONOC son la alta precisión y estabilidad de sus observaciones, la toma de gran cantidad de datos y el procesamiento de esos datos en tiempo real de forma rápida y precisa.

El sistema CMONOC consta de cuatro partes: la red fiducial, la red básica, la red local y el sistema de transmisión, procesamiento y análisis de datos.

La red fiducial de CMONOC consta de 25 estaciones GPS en observación continua. Algunas de estas estaciones, también utilizan técnicas VLBI y SLR. Con una distancia media de aproximadamente 700 km. entre estaciones adyacentes, la función

principal de la red fiducial es el control de los movimientos tectónicos de los bloques de primer orden de China continental. Las estaciones fiduciales están construidas sobre la roca madre. Las precisiones de alcanzadas son de 1,3 mm. para las variaciones anuales de las líneas base entre estaciones fiduciales adyacentes, 1,5 mm para las variaciones anuales de las líneas base entre estaciones VLBI adyacentes, 2,1 cm para la determinación de las coordenadas absolutas de estaciones SLR y 0,8 - 4.9 Gal para las medidas absolutas de gravedad. La red fiducial se puso en funcionamiento el 1 de abril de 2000.

La red básica se compone de 56 estaciones GPS en las que se realizan observaciones periódicas. Como complemento a la red fiducial, la red básica se utiliza principalmente para controlar la deformación de la corteza en y entre los bloques de primer orden. Las estaciones están dispuestas de manera uniforme junto con las estaciones fiduciales, con una distancia media entre ellas de alrededor de 350 km. Dos mediciones de la red básica se llevaron a cabo tanto en 1998 y 2000 con precisiones de menos de 3 mm. para la componente horizontal y menos de 10 mm. para la componente vertical .

La red local está constituida por 1.000 estaciones GPS en las que se realizan observaciones de manera esporádica. Están dispuestas en diez áreas de especial interés para su monitorización. Cerca de 700 de ellas se concentran a lo largo de las principales zonas tectónicas y sísmicas con el objetivo de la predicción de terremotos. Alrededor de 300 de ellas están dispuestas de manera uniforme en todo el país como complemento a las redes fiducial y básica para vigilar los movimientos de los grandes bloques tectónicos. La red local se estableció en agosto de 1998, la primera medición se realizó en 1999 y más de 800 estaciones se volvieron a observar en 2001. Los resultados obtenidos indican que las presiones son mejores de 3 mm. para la componente horizontal y de 10 mm. para la vertical.

La organización del proyecto se basa en un centro de datos y tres subsistemas de intercambio de datos. El centro de datos es el responsable de las operaciones y gestión de la red, procesamiento y análisis de datos, que se aplican directamente para la predicción de terremotos y mitigación de desastres. El centro de datos también proporciona los elementos básicos para cada subsistema de intercambio de datos y de los ministerios y comisiones relacionados. Los subsistemas de intercambio de datos proporcionan información a la comunidad investigadora: al programa de Geodinámica espacial de Asia y el Pacífico y a la red de control geodésico nacional, de Topografía y Cartografía. La construcción del centro de datos se llevó a cabo en el año 2000. Sus características técnicas principales son: 310 Mb diarios para la recolección de datos, 50 Gb para el almacenamiento de datos en línea y 220 estaciones para el procesamiento de datos. A finales del año 2000, probado y revisado por el Comité de Aceptación de Estado, la red en su conjunto alcanzó y superó las normas de calidad preestablecidas y se puso en funcionamiento.

Con una superficie de 95 % en la parte continental de China, CMONOC ha elevado la precisión de la medición tradicional del movimiento de la corteza en China en tres órdenes de magnitud y la eficiencia de observación por diez veces. Se ha cubierto el objetivo de la monitorización casi instantánea de todo el país y se ha aumentado la capacidad de predecir un gran terremoto en China. La oficina sismológica de China ya ha utilizado los datos GPS observados en el examen anual sismológico y ha obtenido mejores resultados en las predicciones de terremotos para medio y largo plazo. Se ha aumentado la precisión de la red de control geodésico mejorando los sistemas geodésicos aplicados en la Topografía y Cartografía del país.

En los últimos tres años, el CMONOC funciona con normalidad. Siete estaciones fiduciales forman parte de la red de estaciones IGS y los datos obtenidos a partir de la red se han utilizado en multitud de estudios científicos. En la Figura 3.44. se muestra la tasa de movimiento horizontal de la corteza continental China, basada en los datos de CMONOC.

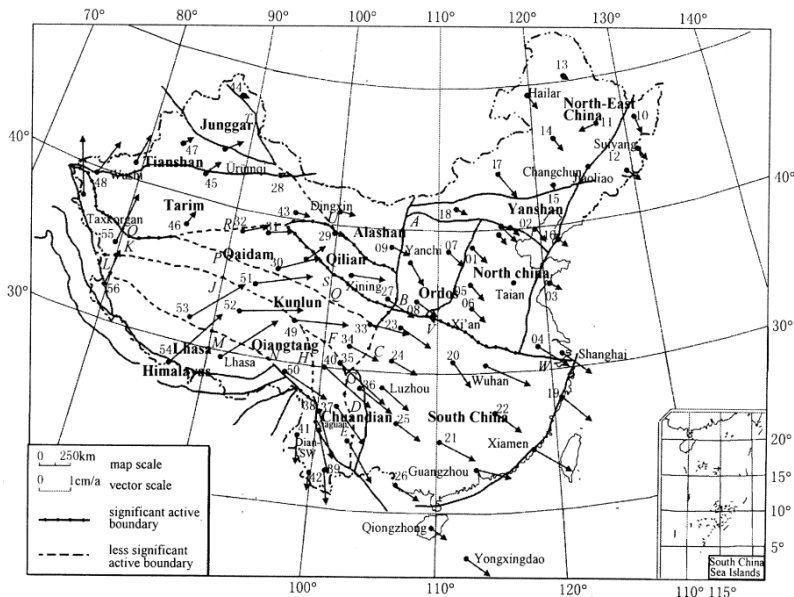


Figura 3.44. Velocidades horizontales de las estaciones pertenecientes a la red fiducial de CMONOC y principales unidades tectónicas de China (Liren *et al*, 2003).

3.2.5.2.5 Islandia. Red ISGPS

Islandia se sitúa en el tercio septentrional de la dorsal atlántica que, con un eje norte-sur, disecciona la isla, y al mismo tiempo sirve de límite a las placas continentales americana y eurasiática. La enorme actividad sísmica a lo largo de este acciden-

te geológico, se manifiesta mediante potentes erupciones submarinas bajo el Atlántico, y en forma de afloramientos insulares de naturaleza volcánica.

Como consecuencia de estas fuerzas tectónicas, el territorio formado por una buena parte de los fiordos occidentales, así como una amplia extensión de la franja oriental de Islandia, surgieron del mar hace 16 millones de años, por lo que desde el punto de vista geológico, la isla es una de las masas terrestres más jóvenes del planeta

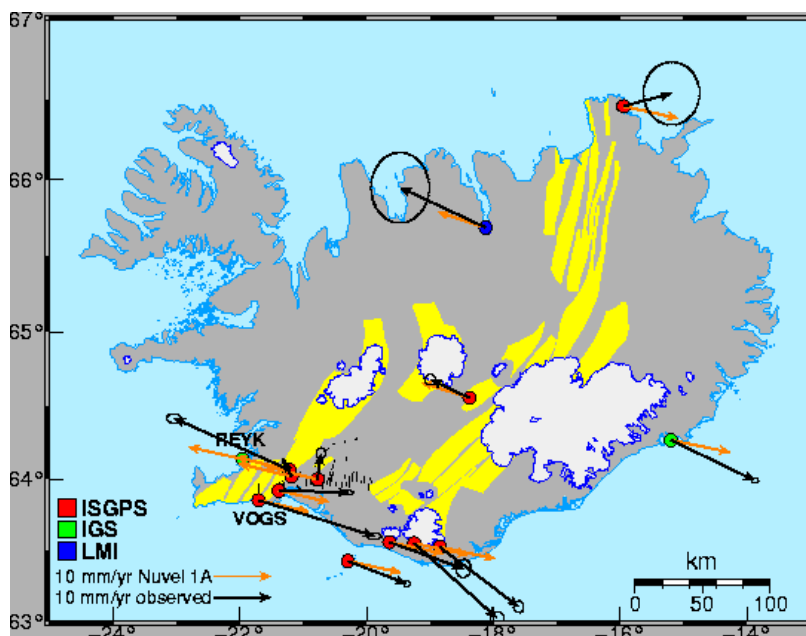


Figura 3.45. Red ISGS de estaciones permanentes en Islandia (ISGPS).

La ubicación de Islandia sobre la mismísima dorsal atlántica y la consecuente partición de su tierra emergida en dos mitades pertenecientes a cada una de las mencionadas placas tectónicas, origina que los seísmos y las erupciones volcánicas se manifiesten continuamente, hasta el punto de haberse estimado que la tercera parte de todas las coladas de lava surgidas en el globo en último milenio se han generado en la Islandia.

La Oficina Meteorológica Islandesa gestiona una red de estaciones geodésicas permanentes GPS en Islandia para monitorizar la deformación cortical relacionada con los movimientos tectónicos, la actividad volcánica y los terremotos. Con instrumentos de calidad geodésica y software especializado se obtienen posiciones diarias de las estaciones dentro del rango de unos pocos milímetros. Estaciones CGPS por lo tanto son una excelente herramienta para monitorear la deformación cortical.

Se puede obtener información adicional acerca de esta red en la página web: <http://hraun.vedur.is/ja/englishweb/gps.html>.

La red se inició como un proyecto de colaboración en el año 1999, para vigilar los movimientos de la corteza terrestre en zonas tectónicas y volcánicas activas en Islandia.

Actualmente hay 18 estaciones GPS continuas en Islandia (ver Figura 3.45.), de las cuales 14 pertenecen a la red ISGPS, tres son estaciones IGS y una es gestionada por la National Land Survey of Iceland. El diseño de la red ISGPS está se basa en la simplicidad, robustez y eficiencia de costes. El número de componentes eléctricos en el campo se reduce al mínimo, se utiliza un diseño de monumento de acero inoxidable para conseguir una alta estabilidad.

Los datos de las estaciones ISGPS se descargan automáticamente y se procesan a diario. Se utiliza el software Oberland V4.2 para procesar los datos. Las series observadas en la mayoría de estaciones de ISGPS están dominadas por el movimiento causado por la divergencia de las placas norteamericana y euroasiática, en general de acuerdo con el modelo NUVEL-1A . Las discrepancias se observan en las estaciones que están dentro de la zona de deformación límite de placas o cerca de fuentes de deformación volcánica. La red ISGPS a lo largo del tiempo que lleva operativa ha demostrado ser una herramienta muy valiosa para monitorizar las deformaciones.

3.2.5.2.6 *Japón. Red GEONET*

El archipiélago de Japón se ubica en una de las zonas geológicamente más inestables y complejas del planeta. Se trata de un país altamente sísmico debido a su ubicación en el Cinturón de Fuego del Pacífico. El territorio japonés es el resultado de continuos e inmensos movimientos tectónicos que llevan produciéndose durante centenares de millones de años desde mediados del Período Silúrico hasta el Pleistoceno. Este proceso tiene su origen en la subducción de la placa Filipina y la placa Pacífica debajo de las continentales placa Ojotsk (subplaca de la placa Euroasiática) y placa Amuria (subplaca de la Norteamericana)

En Japón los temblores de tierra son frecuentes (con una intensidad reducida a moderada). Tienen lugar más de 5.000 movimientos sísmicos al año, de los cuales 1.000 son percibidos por la población, y de ellos sólo unos cuantos son terremotos violentos.

La autoridad responsable de la información geoespacial en Japón (Geographical Survey Institute, GSI) gestiona una red de estaciones de control GNSS que cubren archipiélago japonés con más de 1.200 estaciones, con una separación promedio de unos 20 km. (desde marzo de 2004), para la monitorización de la deformación de la corteza terrestre para la realización de trabajos topográficos. Se puede obtener más

información acerca de esta red en su página web: http://terras.gsi.go.jp/ja/terras_english.html.

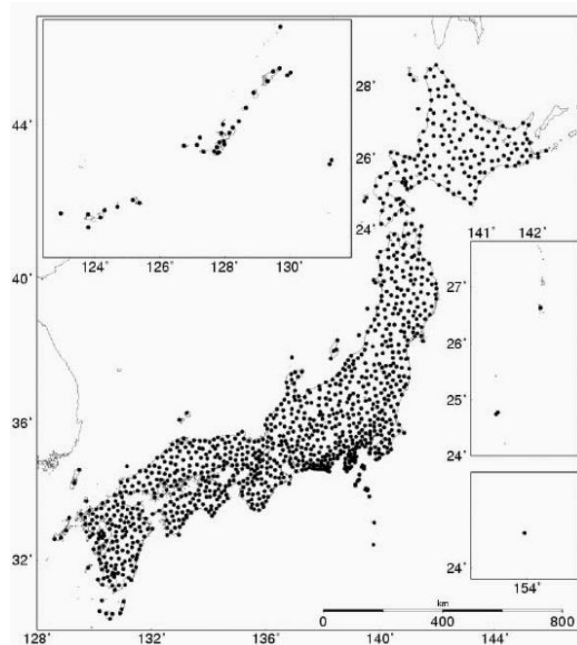


Figura 3.46. Distribución geográfica de las estaciones de GEONET. Hatanaka *et al*, 2007).

emergencia o para dar una respuesta rápida a un episodio sísmico o volcánico (Hatanaka *et al*, 2007).

3.2.5.2.7 Programa indio de red nacional GNSS para el control de deformación cortical

El subcontinente indio es una de las regiones más propensas a terremotos del mundo. En el último siglo, varios terremotos de gran magnitud como el de Andaman-Sumatra (Mw 9.3) en 2004 y el de 2005 en Cachemira (Mw 7.6), cuyos epicentros se situaron tanto en el interior como en el borde de placa. La región cuenta con una tectónica muy compleja, incluyendo los principales sistemas de fallas de la zona de colisión del Himalaya.

Mediante técnicas geodésicas GNSS se pretende comprender la dinámica tectónica de la zona y medir la acumulación de esfuerzos.

En India, los estudios geodésicos basados en técnicas espaciales se iniciaron con el lanzamiento de un amplio Programa Nacional GNSS en sismología por el Departamento

Los datos de observación recogidos en cada estación están abiertos para uso público y privado en Japón. Los ficheros en formato RINEX con intervalo de 30 segundos se facilitan al público a través de Internet.

Recientemente se actualizó el sistema GEONET para mejorar las capacidades en tiempo real. En la mayoría de las estaciones se observan y transmiten datos a 1 Hz en tiempo real. Estos datos en tiempo real dan servicio a los usuarios comerciales de servicio de posicionamiento.

Por parte de GSI, actualmente se llevan a cabo análisis casi en tiempo real de las 1200 estaciones de forma rutinaria para prevenir situaciones de

mento de Ciencia y Tecnología en 1997. Bajo este programa, fue establecida una red de 50 estaciones permanentes GNSS en ubicaciones adecuadas para la investigación sísmica, (ver Figura 3.47.).

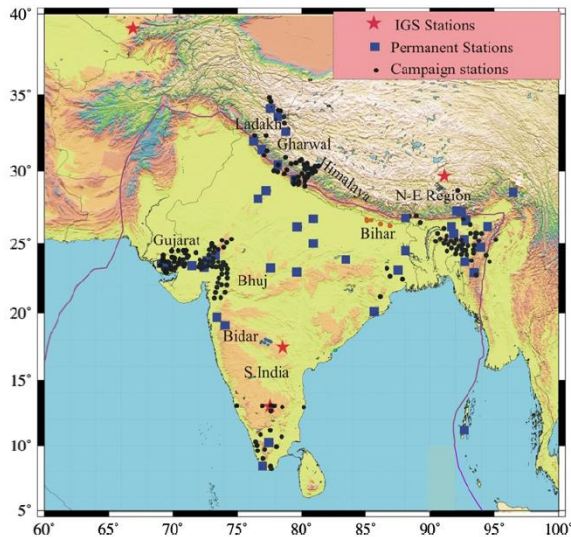


Figura 3.47. Distribución geográfica de las estaciones de la red nacional GNSS india.

post-sísmicas relacionadas con los recientes terremotos ocurridos en la India y las regiones adyacentes. Se puede obtener más información acerca de este programa en la página web: <http://www.isro.gov.in/newsletters/contents/spaceindia/jan2012-jun2012/enevletter.htm>

3.2.5.2.8 *Turquía. Programas del grupo de trabajo en Geodinámica. Unión nacional de Geodesia y Geofísica de Turquía*

Turquía está situada en la placa de Anatolia, entre las placas de Arabia y Euroasia. Como consecuencia del movimiento convergente entre éstas, se produce un desplazamiento hacia el oeste de la placa de Anatolia. Este desplazamiento se manifiesta a través de las fallas septentrional y oriental de Anatolia. Las fallas transformantes norte y este de Turquía son normalmente verticales, y atraviesan toda la corteza terrestre, con un trazado más o menos lineal que alcanza cerca de mil kilómetros de longitud, siendo aquí donde principalmente se localizan los grandes terremotos que suceden en esta región.

La falla de Anatolia es de tipo transformante, tiene unos 900 km. de longitud y sus longitudes y tasa de movimiento son similares a los de la falla de San Andrés en California (Estados Unidos).

El programa GNSS Nacional Indio se está llevando a cabo con el fin de proporcionar un impulso a las medidas de deformación cortical de la placa India, la identificación de las regiones de acumulación de tensión, y para estimar las tasas de convergencia de las fallas más importantes. Bajo este programa, se ha establecido la red de estaciones GNSS permanentes. La red ha generado conjuntos de datos muy valiosos que han ayudado en la estimación de movimiento de la placa india. Las mediciones también se han utilizado en el control de deformaciones co-sísmicas y

Aunque la región tiene una larga historia de terremotos destructivos, el terremoto de Izmit en agosto de 1999 fue de los más importantes de este siglo en magnitud y consecuencias.

Red turca de estaciones GPS permanentes (TNPGN)

La red TNPGN está formada por 144 estaciones (ver figura 3.48.), aunque está en continuo crecimiento debido al gran interés que ha despertado en la comunidad científica. Los análisis de los datos de las estaciones TNPGN se llevan a cabo en la Dirección General de Cartografía sobre una base diaria. La finalidad de la red es fundamentalmente geodésica, topográfica, geodinámica y para trabajos de ingeniería.

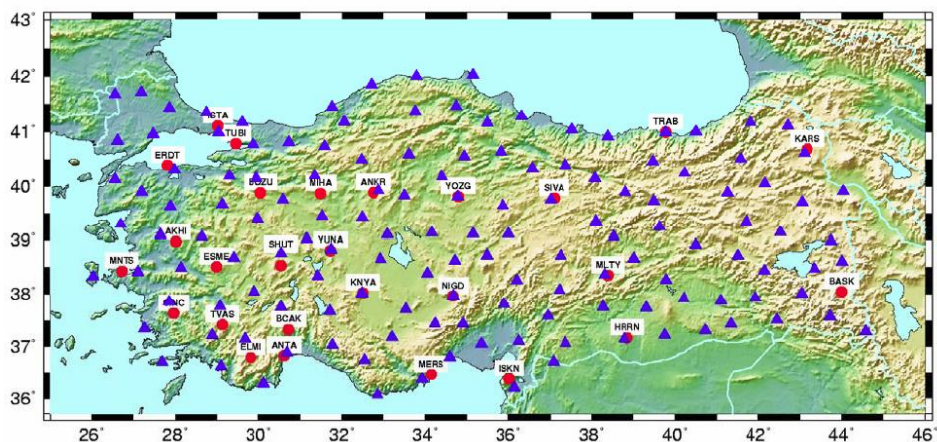


Figura 3.48. Distribución geográfica de las estaciones de la red TUSAGA. Kurt, M *et al.*, 2011

Las estaciones son TNPGN son utilizadas profusamente en control geodésico y vigilancia de los movimientos de la corteza terrestre, siendo una herramienta indispensable para la investigación de la actividad tectónica y sísmica de una región muy activa como es Anatolia y sus alrededores.

Igualmente, los datos de TUSAGA proporcionan una ayuda importante para la predicción meteorológica a corto plazo.

3.2.5.2.9 Red Geodésica Nacional SIRGAS-Chile. Proyecto Fénix.

Al final del Paleozoico, hace 251 millones de años, Chile pertenecía al bloque continental denominado Gondwana. No era más que una depresión marina con sedimentos acumulados que comenzó a levantarse a finales del Mesozoico, hace 65 millones de años, debido al choque entre las placas de Nazca y Sudamericana, dando origen a la cordillera de los Andes. El territorio sería modelado por millones de años más debido al plegamiento de las rocas, configurando el actual relieve.

Chile es considerado uno de los países sísmicamente más activos debido a su ubicación en el Cinturón de fuego del Pacífico. Gran parte del territorio continental yace junto a la zona de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. En cambio, al sur del istmo de Ofqui, en la Región de Aysén, la subducción es producida por la placa Antártica, que se mueve a menor velocidad que la de Nazca y, por ende, es sísmicamente menos activa.

A lo largo de su historia, diversos terremotos han azotado al país, reconfigurando su geografía física y humana, siendo el tipo de catástrofe natural más dañino en Chile. Al movimiento sísmico en sí y a la destrucción producida, se suman diversos efectos colaterales, entre los que se destacan los aludes y los tsunamis.

El terremoto de Chillán de 1939 ha sido el más mortífero en la historia de Chile, con una cifra oficial de 5648 muertos. El terremoto de Valdivia de 1960 ha sido el más potente registrado en Chile y en la historia de la humanidad, con una magnitud de 9,5 M_w .

Objetivos del proyecto

Muchas infraestructuras del centro sur de Chile fue dañada por el terremoto del 27 de febrero del 2010, el quinto más grande registrado en la historia. El sistema geodésico nacional, que proporciona georreferenciación de precisión a los usuarios, también ha sido afectado por los movimientos cosísmicos y postsísmicos asociados a este devastador terremoto y a sus réplicas posteriores. La manera más rápida de restaurar el sistema de referencia al nivel del centímetro en las áreas afectadas es construir una gran cantidad de nuevas estaciones permanentes GPS lo más rápidamente posible. Éste es el objetivo principal del proyecto y de los miembros que lo componen:

El Proyecto Fénix está conformado por el Instituto Geográfico Militar (IGM), ingenieros y científicos del proyecto CAP (Central Andes Project), más un número creciente de colaboradores de Chile, de los E.E.U.U., Europa y otras partes. El Proyecto CAP ha estado desarrollando trabajos en conjunto con el IGM en Chile desde 1993. El proyecto Fénix ha recibido ya la financiación significativa del National Science Foundation (NSF) de los E.E.U.U., de la Universidad de Estado de Ohio, de la Universidad de Hawaii, del Instituto Tecnológico de California, y de UNAVCO (Consortio científico financiado por el NSF).

El Proyecto Fénix participa activamente con la Universidad de Chile, California Institute of Technology (USA), Escuela Normal Superior (Francia), Hamilton College (USA) y Pacific Geoscience Center (Canada)

En concreto, las actuaciones del proyecto SIRGAS son las siguientes:

- Instalación de 50 estaciones permanentes GPS para labores de monitorización continuo sumadas a las estaciones ya existentes.
- Comunicaciones.
- Determinación de las deformaciones que afectaron a la Red Geodésica Nacional, su continuidad y validez en el tiempo.
- Cálculo de efecto co-sísmico.
- Estimación del efecto post-sísmico.
- Análisis científico del terremoto del 27 de febrero del 2010.

4 Estudios realizados

El sesenta por ciento de las muertes causadas por desastres naturales en la pasada década se debieron a terremotos. La monitorización de terremotos ha cobrado gran importancia en los recientes estudios científicos y una de las más recientes incorporaciones a las numerosas técnicas interdisciplinares utilizadas para estudiar los terremotos son las tecnologías GNSS.

Uno de los efectos de los terremotos es el desplazamiento permanente de las áreas cercanas al epicentro. Las tecnologías GNSS y las redes de estaciones permanentes han creado una herramienta y un marco de referencia terrestre esencial para el estudio de dichos desplazamientos.

En la tesis que se presenta se trata de situar y cuantificar geográfica y temporalmente, mediante técnicas GNSS, los desplazamientos producidos en: el episodio sísmico del terremoto de Tohoku el 11 de marzo de 2011, el episodio sísmico del terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011, el terremoto de Turquía del 23 de octubre de 2011, el volcán submarino de El Hierro que entró en erupción el 10 de octubre de 2011, la subsidencia histórica de la cuenca de Lorca y el movimiento relativo entre las placas Africana y Eurasiática en la Península Ibérica.

4.1 Desplazamiento de estaciones permanentes GNSS en función de la distancia al epicentro, a consecuencia del terremoto de Japón del 11 de marzo de 2011

4.1.1 Introducción

De acuerdo con el UNFPA (United Nations Population Fund), a fecha de 31 de octubre de 2011, siete mil millones de personas habitan la Tierra. Aproximadamente una de cada dos personas vive en una ciudad, y sólo en unos 35 años, dos de cada tres. En 2015 más de la mitad de la población mundial vivirá en zonas urbanas y en 2030, las ciudades serán el hogar de casi 5000 millones de personas (United Nations Population Fund, 2012).

Según el CRED (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters), el 60 por ciento de las muertes causadas por los desastres naturales en los últimos diez años, se han debido a los terremotos y la razón es que ocho de las ciudades más pobladas del planeta están construidas sobre líneas de fallas tectónicamente activas. Estas ciudades son: Katmandú, Nepal; Estambul, Turquía; Manila, Filipinas; Jakarta, Indonesia, Tokio; Japón, México DF, México; Nueva Delhi, India; área de Nueva York, EE.UU., Vancouver, BC; Shanghai, China y Los Angeles, EE.UU (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 2012).

Por esta razón, el estudio de los terremotos tiene un gran interés para intentar ser capaces de predecir en qué áreas, la probabilidad de ocurrencia de un terremoto es más grande y en la medida de lo posible, cuál será su intensidad. Por lo tanto, la monitorización de sismos ha adquirido gran importancia en estudios científicos recientes. Una de las más recientes adiciones a las numerosas técnicas interdisciplinarias empleadas para el estudio de los terremotos son las técnicas geodésicas (Kulkarni *et al*, 2004).

Con la aparición de los datos GPS de alta cobertura, las diferencias entre las observaciones y el modelado sísmicos y geodésicos se han vuelto borrosas (Yue and Lay, 2011). Wright, T.J. (2011) utiliza el posicionamiento de punto preciso en el modo tiempo real con correcciones de orbitales y de reloj radiodifundidas para dar la posición de cada estación cada segundo, permitiendo que los datos puedan detectar los movimientos de la estación, centrándose en alertas de tsunami (Wright *et al.*, 2012). La disponibilidad en tiempo real de estos desplazamientos puede ser de gran utilidad en respuesta al terremoto y alerta de tsunami, y hasta cierto punto en la alerta temprana del terremoto (Graventhin and Freymueller, 2011), Graventhin propone un método que integra desplazamientos en tiempo real en un sistema de alarma de terremotos.

En 1969, el sismólogo japonés Kiyoo Mogi propuso que existe un patrón de sismicidad precursora antes de grandes terremotos (Mogi, 1969), uno de estos precursores son los desplazamientos de la corteza. El estudio de la deformación de la corteza

es uno de los aspectos esenciales en el conocimiento de los terremotos (Sagiya, 2004). Este artículo es parte de un estudio más amplio dirigido a investigar la deformación de la corteza terrestre como precursor de los eventos sísmicos. Las deformaciones superficiales detectadas mediante el sistema de posicionamiento global han aumentado las posibilidades de mitigar futuros riesgos sísmicos (Chen *et al.*, 2011).

El uso del sistema GPS ha sido la técnica más precisa y conveniente en levantamientos geodésicos en los últimos 20 años. Debido a su alta precisión en las posiciones y su eficacia en una amplia gama de trabajos, el GPS en la actualidad ha superado casi en su totalidad a los métodos terrestres para trabajos geodésicos de alta precisión (Chang, 2000).

Las tecnologías GNSS y las redes de estaciones permanentes han creado una herramienta y un marco de referencia terrestre muy relevante para el estudio de las deformaciones de la corteza terrestre debidas a fuerzas tectónicas. Estas tecnologías son de gran interés para estudios de geodinámica y deformaciones. Aunque la deformación es un indicador más objetivo que el desplazamiento debido a que no se requiere marco de referencia (Takahashi, 2011), las técnicas GNSS permiten cuantificar con garantía los desplazamientos de las estaciones ocurridos durante los terremotos, como consecuencia, los movimientos horizontales y verticales se pueden medir en fallas y regiones tectónicamente activas, y relacionarlos con otras zonas no afectadas. El sistema GPS ha demostrado ser una herramienta muy eficaz para llevar a cabo estudios de deformación debido a su alta precisión y exactitud (Kulkarni *et al.*, 2006).

Es posible crear mapas de vectores de desplazamiento de estas redes, dentro de los marcos de referencia geodésica, que permiten medir con precisión los desplazamientos hasta una escala milimétrica.

En España, tanto el Estado como las regiones o comunidades, han creado redes de estaciones permanentes GNSS con densificación suficiente para evaluar los efectos sísmicos. Esta técnica se ha utilizado desde hace tiempo en California para el análisis de la falla de San Andrés y otras fallas en el área de Los Ángeles (Hudnut, 2008). Se utiliza también en Chile, donde la liberación de energía sísmica conduce a movimientos continuos. Los estudios de desplazamiento del terremoto de Maule (febrero de 2010) se llevaron a cabo mediante técnicas GPS (Global Position System) (Báez *et al.*, 2011). En 2007, el comportamiento cinemático y mecánicas de la Falla Chihshang a la luz del terremoto Chengkung, fue estudiado también por técnicas GPS (Hu *et al.*, 2007).

En Japón, donde suceden más del 20% de los terremotos con valores por encima de magnitud 6,0 Mw, los expertos del USGS han analizado los datos GNSS y han detectado, en las estaciones GNSS más cercanas al epicentro del terremoto, movimientos de cuatro metros hacia el este. El geofísico Ross Stein dice que, como re-

sultado (New York Times, 2011), "Japón es más ancho de lo que era antes." Según Gross, científico del JPL (Jet Propulsion Laboratory) de la NASA, la velocidad de rotación de la Tierra también se ha visto alterada por el terremoto (Jet Propulsion Laboratory, 2011).

No hay duda sobre el hecho de que las técnicas GNSS poseen un gran interés estratégico y constituyen una poderosa herramienta en el análisis de la deformación de la corteza terrestre.

El presente estudio trata de situar y cuantificar geográfica y temporalmente, por medio de tecnologías geodésicas, concretamente técnicas GNSS, los desplazamientos producidos en el episodio sísmico del terremoto de Tohoku, en la Figura 4.1 se muestra la secuencia del progreso del citado tsunami. La escala temporal incluye del 27 de febrero hasta el 15 de abril de 2011.

El viernes del 11 de marzo del 2011, a las 14:46:23 hora local (05:46:23 UTC), uno de los terremotos más grandes y mortíferos de los que hay constancia histórica, se produjo a 130 kilómetros al este de Sendai, en la región de Tohoku, Japón. La magnitud del terremoto alcanzó 9,0 Mw y provocó un tsunami que destruyó la costa oeste de la isla de Honshu, provocando enormes pérdidas humanas y materiales, destacando la crisis producida en la central nuclear de Fukushima.

El terremoto de Tohoku se produce en la zona de subducción de la placa del Pacífico, bajo la placa de Okhotsk. Es una zona tectónicamente compleja y muy activa en la que la actividad sísmica es muy alta. La velocidad de convergencia entre estas dos placas vecinas es de unos 85 mm al año (Spicak and Vanek, 2011).



Figura 4.1. Secuencia del progreso del tsunami en la zona de Sendai. NHK Televisión

4.1.2 Objetivo de la investigación

Los terremotos se puede explicar básicamente con la siguiente secuencia temporal de sucesos: En primer lugar la tensión se almacena en estratos deformados, más tarde, se produce una ruptura de rocas en un punto débil, produciéndose finalmente la liberación repentina de la tensión acumulada (Wang, 2007).

Es de sobra conocido que uno de los efectos de los terremotos es el desplazamiento de forma permanente de las áreas cercanas al epicentro, los efectos de cada terremoto dependen de las características del mismo, sobre todo de la intensidad y la profundidad del epicentro (Gianniou, 2010).

El objetivo de este artículo consiste en la cuantificación de los movimientos tectónicos producidos por el terremoto de Tohoku del 11 de marzo de 2011. Esta investigación se llevará a cabo en el marco global definido por las estaciones del International GNSS Service (IGS), con el objetivo de comprobar los movimientos de la zona afectada por el terremoto en cuestión en relación con el área geográfica circundante, en principio no afectada por los citados movimientos.

4.1.3 Antecedentes

La zona de arcos-isla situada al este del continente asiático conforma una de las zonas más activas del mundo desde el punto de vista sísmico. El noreste de Japón ha sufrido muchos terremotos interplaca de magnitud 7 Mw a lo largo de esta zona de subducción, donde la placa Pacífica presiona y se introduce bajo la subplaca de Okhotsk a un ritmo de entre 73 y 78 milímetros por año (Avouac, 2011).

Según el USGS (United States Geological Survey), nueve terremotos de magnitud 7 o mayor se han observado a lo largo de la fosa de Japón, cerca de la costa de Honshu desde 1973 (Spicak y Vanek, 2011).

Sin embargo, no se había registrado instrumentalmente terremotos interplaca de magnitud superior a 7,5 Mw desde 1923, excepto en el área más septentrional, donde ha habido sismos de magnitud de hasta 7,9 Mw.

No existen registros históricos de movimientos sísmicos de 8,5 Mw desde el siglo XVII. Es de interés reseñar que el mayor terremoto jamás registrado alcanzó una magnitud de 9,5 Mw, en 1960, por la ruptura de más de mil kilómetros del límite entre la placa de Nazca y la Sudamericana a lo largo de la costa meridional de Chile (Avouac, 2011).

En 2002 los Responsables de Investigación de Terremotos del gobierno japonés comenzaron un estudio acerca de la evaluación a largo plazo de los terremotos en la zona de subducción de la región de Tohoku, y estimaron una probabilidad del 80-90% de que en el área se produjera un gran terremoto de magnitud 7.7-8.2 en los

siguientes 30 años, pero nunca mencionaron terremotos de magnitud 9 (Sagiya, 2011).

4.1.4 Marco geoestructural

El archipiélago de Japón se ubica en una de las zonas geológicamente más inestables y complejas del planeta. Consta de alrededor de 1.042 islas, y más de 2.000 islotes. Las cuatro islas centrales son las mayores: Hokkaidō, Honshū, Shikoku y Kyushu, que suman alrededor del 98 % de la superficie total. El conjunto forma un arco de noreste a suroeste de 3.700 kilómetros (Barnes, 2003).

Se trata de un país altamente sísmico debido a su ubicación en el Cinturón de Fuego del Pacífico. El territorio japonés es el resultado de continuos e inmensos movimientos tectónicos que llevan produciéndose durante centenares de millones de años desde mediados del Período Silúrico hasta el Pleistoceno. Este proceso tiene su origen en la subducción de la placa Filipina y la placa Pacífica debajo de las continentales placa Ojotsk (subplaca de la placa Euroasiática) y placa Amuria (subplaca de la Norteamericana)

En su mayoría, el territorio está asentado sobre la placa de Ojotsk, ubicándose el límite con la placa Euroasiática (sector también conocido como placa Amuria) al centro-sur de la isla de Honshū, a la altura del nudo montañoso y valle de la Fosa Magna. El resto del territorio japonés se encuentra en la segunda placa indicada.

Esta compleja distribución origina profundas y extensas fosas oceánicas, especialmente en la costa pacífica del archipiélago. Destaca en particular la Fosa de Japón, de alrededor de 9000 metros de profundidad, originada por una falla con borde convergente por subducción.

Japón estuvo asociado originalmente a la costa este del continente eurasiático. Los procesos de subducción movieron Japón hacia el este, originando la apertura del Mar del Japón hace alrededor de 15 millones de años y dando lugar a una cuenca submarina. El Estrecho de Tartaria y el Estrecho de Corea fueron abiertos mucho más adelante.

Las colisiones entre estas placas y su posterior hundimiento generaron los arcos de islas de las Kuriles y de Sajalin-Hokkaidō (al norte), el arco de Honshū, que conecta Kyūshū, Shikoku, Honshū y la porción oeste de Hokkaidō (en el centro), y los arcos de las Ryūkyū e Izu-Ogasawara (en el sur).

Los bordes entre la placa de Okhotsk y la placa Euroasiática se sitúan en el centro de Honshū a lo largo de la Fosa Magna, un valle que divide a Japón en dos zonas geológicas, la nororiental y la suroccidental; al oeste, aparece bordeado por la línea tectónica de Itoigawa-Shizuoka, una falla que se extiende desde la ciudad de Itoigawa (Niigata) hasta la ciudad de Shizuoka, pasando por el lago Suwa y por las montañas que conforman la frontera occidental de la Región de Kantō.

En Japón los temblores de tierra son frecuentes (con una intensidad reducida a moderada). Tienen lugar más de 5.000 movimientos sísmicos al año, de los cuales 1.000 son percibidos por la población, y de ellos sólo unos cuantos son terremotos violentos, en la Figura 4.2. se muestran las intensidades del terremoto de Tohoku.

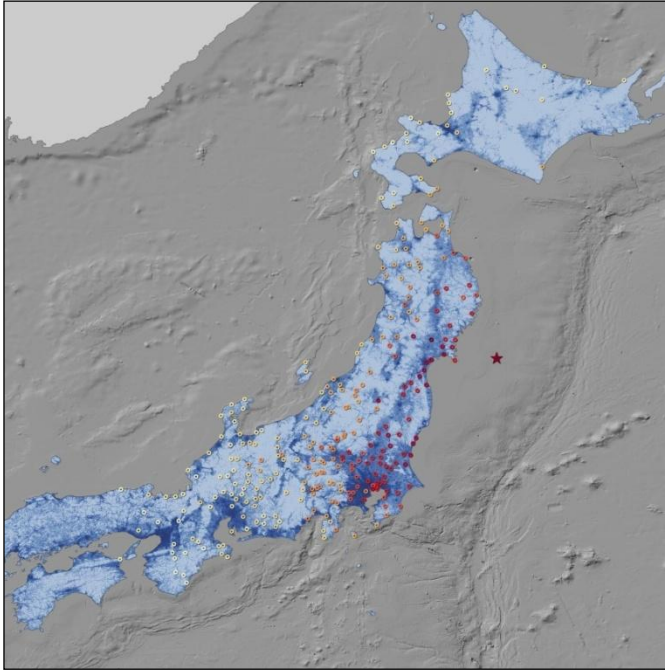


Figura 4.2.- Intensidades del terremoto de Tohoku. Este mapa muestra el movimiento del terreno y la intensidad de las sacudidas en docenas de puntos en todo Japón. Cada círculo representa una estimación del movimiento según los registros del USGS. El color amarillo pálido representa baja intensidad y el rojo oscuro, alta intensidad. Estos datos se superponen a un mapa de densidad de población proporcionado por Oak Ridge, del National Laboratory Tohoku Earthquake Shaking Intensity. NASA Earth Observatory. Cartografía realizada por Jesse Allen y Robert Simmon, con datos del USGS Earthquakes Hazard Program y del Oak Ridge National Laboratory Geographic Information Science and Technology.

Gran cantidad de fallas tectónicas locales recorren la superficie, originando sismos de regular intensidad. Las más grandes son dos fallas transversales al sur de Honshū: la Línea Tectónica de Itoigawa-Shizuoka y la Línea Tectónica Media Japonesa, ambas fallas transformantes que se encuentran en el límite de las placas de Okhotsk y Euroasiática, a lo largo del sistema montañoso de la isla.

En ocasiones los terremotos resultan sumamente destructivos, originando tsunamis devastadores, con una frecuencia de varias veces en un siglo. Los terremotos prin-

cipales más recientes incluyen el Gran terremoto de Hanshin-Awaji en 1995, el Terremoto de la costa de Chūetsu de 2007 y el Terremoto y tsunami de Japón de 2011 descrito en el presente artículo.

4.1.5 Metodología

La ciencia de los terremotos ha entrado en una nueva era con el desarrollo de tecnologías espaciales para medir la deformación de la superficie en las zonas tectónicamente activas, y en este sentido, Japón está a la vanguardia en la puesta en marcha de estas tecnologías, en concreto, con el desarrollo hace unos 15 años de GeoNet, una extensa red de estaciones GPS que toma datos continuamente.

Las estaciones de referencia que operan de forma continua pueden ser una forma muy potente de monitorizar las deformaciones (Özyasar y Özlüdemir, 2011).

Sin embargo, y dado que el objetivo de este trabajo es contextualizar los movimientos producidos por el terremoto en un marco de referencia más amplio, se optó por la utilización de los datos proporcionados por el IGS, para conseguir una mayor homogeneidad y amplitud geográfica de la información.

4.1.5.1 Datos de partida

Todas las estaciones permanentes GPS utilizadas pertenecen al IGS (International GPS Service), por lo que los resultados obtenidos estarán en el ITRF (International Terrestrial Reference Frame) (Promthong, 2006).

Se tomaron una serie de estaciones más o menos cercanas al epicentro del terremoto que son: MIZU (Mizusawa, Iwate, Japón), USUD (Usuda, Usuda, Japón), MTKA (Mitaka, Tokio, Japón), KGNI (Koganei, Tokio, Japón) TSK2 (Tsukuba, Ibaraki, Japón) y KSMV (Kashima, Ibaraki, Japón). De la misma forma se tomaron una serie de estaciones más alejadas, previsiblemente no afectadas por el terremoto, para poder ser utilizadas como marco de referencia estable, estas son: CHAN (Chagchun, Jilin, China), SHAO (Shanghai, Sheshan, China), PETS (Petropavlovsk, Kamchatka, Federación rusa), CCJ2 (Chichijima, Ojeasawara, Tokio, Japón), KHAJ (Khabarovsk, Khabarovsk, Federación rusa), BJFS (Beijing Fangshan, Fangshan Beijing, China), STK2 (Shintotsukawa, Hokkaido, Japón) y AIRA (Aira, Kagoshima, Japón).

Del mismo modo, se incluyeron en el análisis una serie de estaciones internacionales del IGS ubicadas más lejos, y que probablemente no se ven afectadas por el terremoto. Se eligieron para ser utilizadas como marco estable, esto se hace para establecer una solución de referencia no deformada (Satirapod, 2007), estas estaciones son: CHAN (Chagchun, Jilin, China), SHAO (Shanghai, Sheshan, China), PETS (Petropavlovsk, Kamchatka, Russian Federation), CCJ2 (Chichijima, Ojeasawara, Tokyo, Japan), KHAJ (Khabarovsk, Khabarovsk, Russian Federation),

BJFS (Beijing Fangshan, Fangshan Beijing, China), STK2 (Shintotsukawa, Hokkaido, Japan) and AIRA (Aira, Kagoshima, Japan). La Figura 4.3. muestra la red geodésica diseñada.

El IGS nos proporciona datos de observación GPS de todas las estaciones elegidas. Se tomaron de este organismo los citados datos en forma de archivos RINEX, cada 30 segundos, así como las coordenadas aproximadas de las estaciones.

Otros datos necesarios para los cálculos geodésicos realizados se obtuvieron del Center for Orbit Determination in Europe (CODE): correcciones ionosféricas, órbitas precisas de los satélites, parámetros de orientación de la Tierra y velocidades de las estaciones.

Los datos acerca de cargas oceánicas se obtuvieron del Onsala Space Observatory.

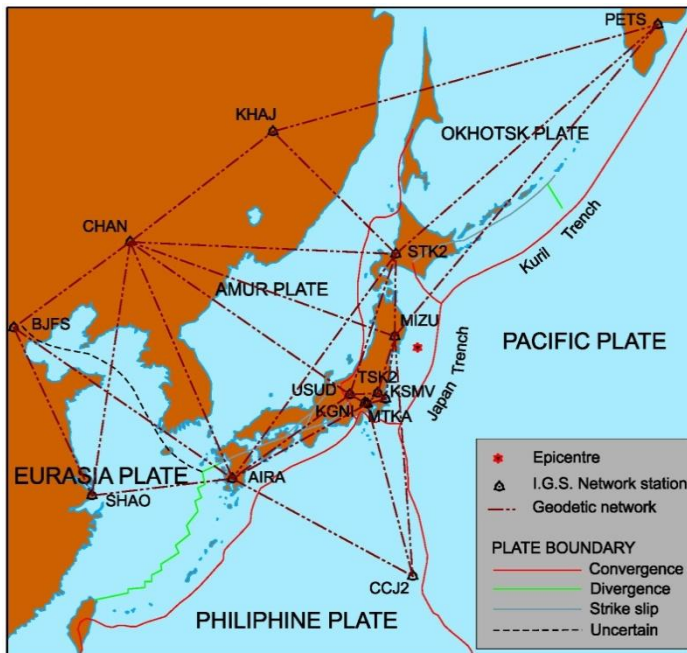


Figura 4.3. Cartografía de la red geodésica diseñada y marco geoestructural del área que abarca.

4.1.5.2 Marco temporal

Una vez elegidas las estaciones que forman parte del estudio se definió el marco temporal.

Se decidió realizar los cálculos la semana GPS anterior al terremoto, concretamente desde el día 27 de febrero al 5 de marzo, asumiendo que se trata de un periodo de relativa calma, para poder estudiar el comportamiento de las coordenadas de las estaciones los días previos al terremoto.

Una vez obtenidas esas coordenadas, se procedió a obtener las posiciones diarias de cada estación, desde dos días antes del terremoto, esto es, el 9 de marzo, hasta 10 días después, el 21 de marzo; no hay datos del día del terremoto. A partir de entonces se calcularon las coordenadas de cada estación cada 5 días, para el seguimiento de las posibles réplicas, hasta un mes después, el 15 de abril.

4.1.5.3 Procesamiento de los datos

Todos los cálculos se realizaron con la ayuda del programa informático Bernese, de la Universidad de Berna, que nos permite compensar redes geodésicas observadas mediante técnicas GNSS con una gran precisión y control de las mismas (Dach *et al.*, 2007).

Todos los datos GPS disponibles fueron procesados sesión a sesión para obtener soluciones diarias. En una primera etapa, las ambigüedades se estimaron y se fijaron a un entero utilizando la estrategia QIF (QuasiIonosphere Free). Los cálculos se realizaron utilizando la metodología de red libre para detectar errores groseros. Más tarde, las coordenadas de las estaciones más alejadas fueron constreñidas para definir un marco de referencia. El retraso troposférico se corrigió aplicando el modelo de Saastamoinen, con una ponderación dependiente de la elevación de $\cos^2(z)$, siendo z la distancia cenital. La corrección troposférica seca se aplicó a intervalos de una hora para estimar el retardo de cénit de las señales GPS. Por otra parte, la demora ionosférica se eliminó mediante el uso de una combinación de las frecuencias L1 y L2. Los errores del reloj del satélite se eliminaron mediante el uso de efemérides precisas proporcionadas por el IGS en formato sp3. Los modelos ionosféricos, velocidades de placas y correcciones Code-Bias se tomaron del CODE (Center for Orbit Determination in Europe). Por último las correcciones de carga oceánica se obtuvieron del OnsalaSpaceOrganisation.

Como resultado de todo el proceso, se obtuvieron coordenadas en el marco de referencia geodésico WGS84 y en el sistema de coordenadas UTM, de cada uno de los días calculados.

4.1.6 Resultados obtenidos

Una vez realizados los cálculos, se observaron considerables desplazamientos en las estaciones permanentes situadas cerca del epicentro. Este hecho se hace patente de forma especial en la estación MIZU, situada en la localidad de Mizusawa, a 374,41 km. del epicentro, como muestran las Figuras 4.4. y 4.5.

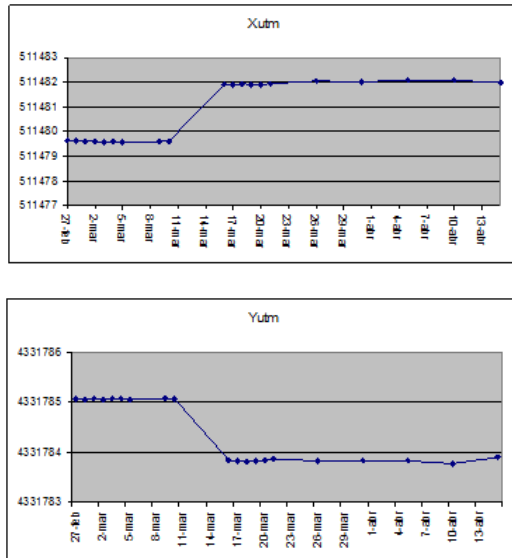


Figura 4.4.- Gráfica en la que se muestra el desplazamiento de la estación de referencia MIZU en las coordenadas X e Y

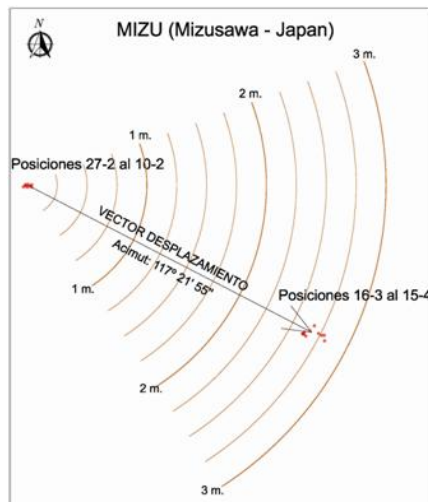


Figura 4.5. Desplazamientos horizontales en la estación MIZU. Se observa la falta de datos desde el día del terremoto (11 marzo), hasta el día 16 de marzo debido a que la estación quedó temporalmente dañada.

Estos desplazamientos se van haciendo menores a medida que nos alejamos del epicentro, aunque resultan apreciables todavía, como muestran las Figuras 4.6. y 4.7., que hacen referencia a la estación de Tsukuba.

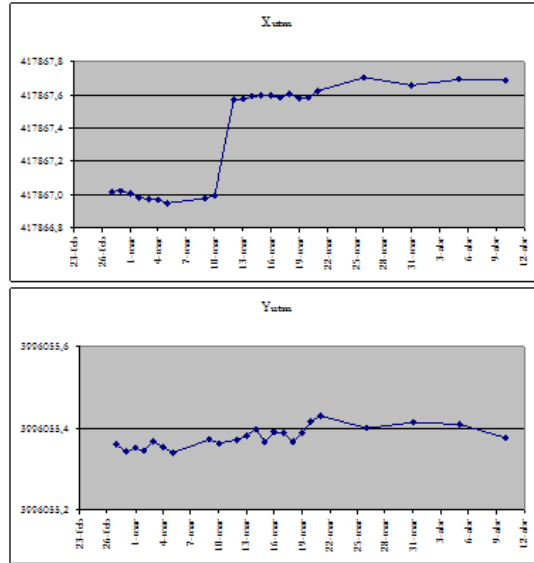


Figura 4.6.- Gráficas en las que se muestra el desplazamiento de la estación de referencia TSK2 en las coordenadas X e Y

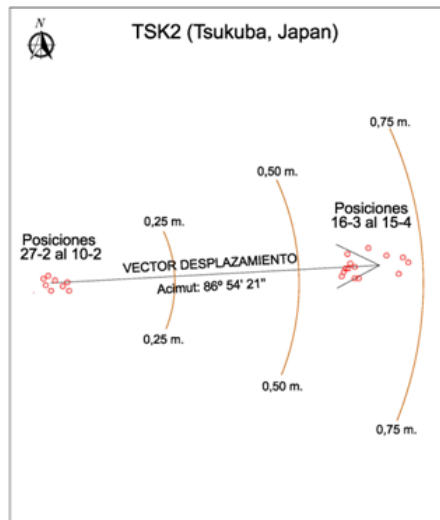


Figura 4.7. Desplazamientos horizontales en la estación TSK2

Y al elegir la estación BJFS (Beijing, China), situada a más de 2000 km. del epicentro, vemos como el sismo no produce ningún desplazamiento, como muestran las figuras 4.8. y 4.9.. De hecho, después de comparar varias soluciones diarias, no se encontraron cambios significativos en la posición, por lo que se puede calificar de posición prácticamente estable (Kuo *et al.*, 2002).

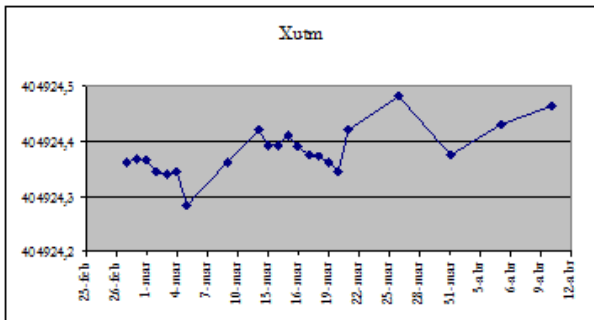
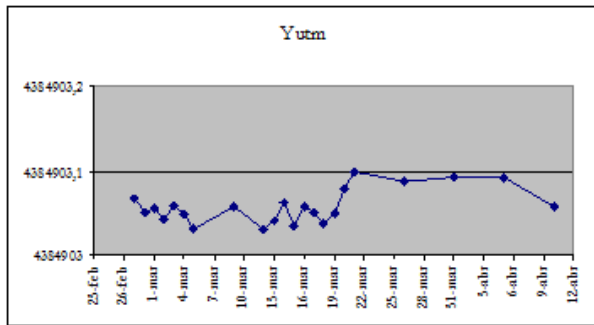
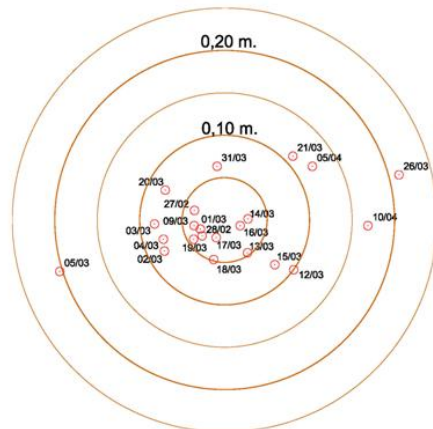


Figura 4.8.- Gráficas de la estación de referencia BJFS en la que no se observa desplazamientos horizontales



BJFS (Beijing, China)

Figura 4.9. Desplazamientos horizontales en la estación BJFS



El desplazamiento basado en las coordenadas estáticas diarias se ve afectado por los eventos que se producen en un día, sin embargo, tiene la ventaja de la precisión (Nishimura *et al.*, 2011).

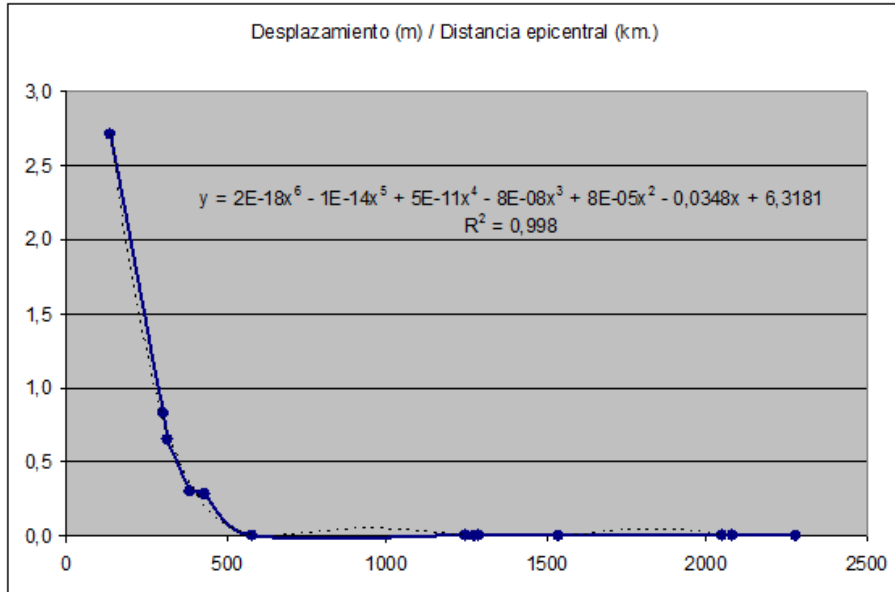
De acuerdo con el presente estudio, el mayor desplazamiento se puede apreciar en la estación de MIZU, a 374,41 kilómetros del epicentro.

También se deduce del estudio de los desplazamientos en cada una de las estaciones, que como cabía esperar, los mayores desplazamientos se producen en las estaciones más cercanas al epicentro, disminuyendo éstos a medida que nos alejamos de éste, como muestran la Tabla 4.1. y la Figura 4.10. En la estación STK2, situada a 579 km. del epicentro, ya no se detectan desplazamientos.

Estación	Distancia epicentral (km)	Desplazamiento (m)
MIZU	140,3616664	2,71
KSMV	303,4331656	0,83
TSK2	318,5424475	0,65
MTKA	385,1859108	0,30
KGNI	386,8428153	0,30
USUD	430,5464129	0,28
STK2	579,7006672	0,00
CCJ2	1246,230605	0,00
KHAJ	1275,402377	0,00
AIRA	1289,163824	0,00
CHAN	1539,536775	0,00
PETS	2049,470607	0,00
SHAO	2082,604379	0,00
BJFS	2278,574053	0,00

Tabla 4.1. Desplazamiento y distancia al epicentro de cada una de las estaciones

Figura 4.10. Gráfica en la que se muestra el desplazamiento en función de la distancia al epicen-



tro.

4.1.7 Conclusiones

Del estudio de las coordenadas obtenidas para cada una de las estaciones a lo largo del periodo calculado se pueden destacar las siguientes conclusiones:

- El terremoto Tohoku-Oki ocurrió en una de las zonas en las que la Placa Pacífica se desplaza por debajo de Japón a una media de 8 u 8,5 cm al año (Simona *et al.*, 2011). En el breve periodo del evento sísmico, la zona próxima al epicentro de la isla del Honshū, se desplazó al menos 2,75 metros en dirección sureste hacia la placa Pacífica (ver Figura 4.5.).
- A medida que nos alejamos del epicentro el desplazamiento decrece considerablemente, siguiendo la expresión:

$$y = 2E-18x^6 - 1E-14x^5 + 5E-11x^4 - 8E-08x^3 + 8E-05x^2 - 0,0348x + 6,3181$$

donde y es el desplazamiento en metros y x es la distancia al epicentro en kilómetros. La Figura 4.10. presenta el desplazamiento en función de la distancia al epicentro, de acuerdo con esta ecuación.

- El desplazamiento coseísmico causado por el terremoto de Tohoku de 2011 se estimó en base al análisis rutinario de GEONET diferenciando las coordenadas diarias desde el 10 al 12 de marzo y el desplazamiento horizontal alcanzó 5,3 m en la Península Oshika cerca del epicentro (Nishimura *et al.*,

2011). El desplazamiento teórico en la estación de Oshika GEONET colocada en la Península Oshika a 50,77 Km del epicentro, sería, según nuestra ecuación 4,75 m, que es una muy buena aproximación no teniendo datos precisos sobre la distancia al epicentro considerada en el análisis citado.

- El terremoto rompió más de 400 km de la corteza a lo largo de la zona de subducción de Japón (Normil, 2011). El equipo de ARIA en el JPL y Caltech determinó el desplazamiento del campo coseismic en el arco de Japón - región insular, que mostró desplazamientos significativos hacia el este en la región norte de Japón, como se muestra en la Figura 4.11., con desplazamientos máximos de aproximadamente 5,3 m en horizontal y 1,1 m (Wang *et al*, 2011) de subsidencia. Los resultados de este estudio corroboran el estudio llevado a cabo por la NASA con soluciones de órbitas rápidas y usando sólo los datos de las estaciones de referencia GEONET GNSS.

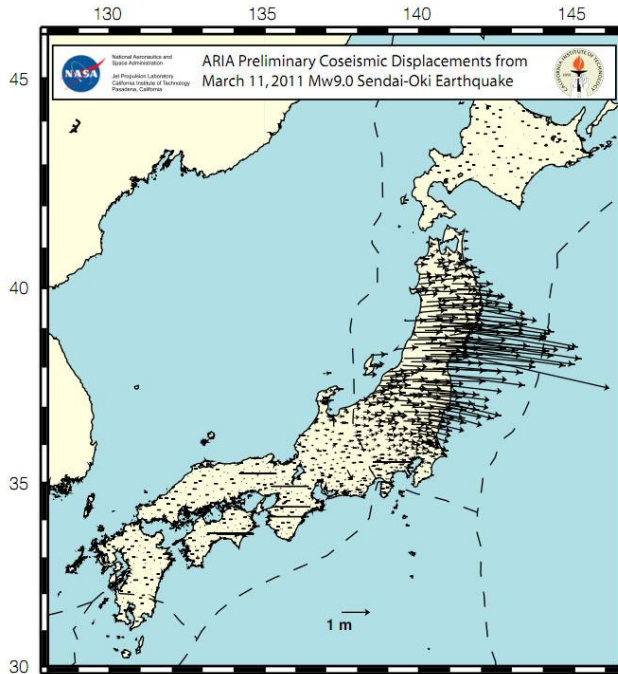


Figura 4.11. Gráfico en el que se muestra el desplazamiento en las estaciones de referencia GEONET.

- En las estaciones más alejadas, como se esperaba, no se detecta ningún desplazamiento horizontal el día del terremoto.

- En el caso de la componente vertical, el terremoto, no parece generar ningún movimiento vertical detectable en Japón.

Como se ha dicho, este artículo es parte de un estudio más amplio dirigido a la investigación de la deformación del terreno como precursor del movimiento sísmico, se están estudiando diferentes eventos sísmicos en diferentes lugares para detectar los patrones de comportamiento.

4.2 Estudio de los desplazamientos producidos por el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011

4.2.1 Introducción

La costa mediterránea es un área de gran desarrollo turístico, motor económico de la zona y cuya población se incrementa de forma notable a lo largo de los años.

Incluso eventos sísmicos moderados pueden producir desplazamientos del terreno o bien olas marinas con la suficiente intensidad como para producir importantes daños tanto humanos como económicos (Álvarez-Gómez *et al.* 2011).

La zona sureste de la cordillera Bética es el área con mayor actividad sísmica de la península Ibérica. Existen varias fallas cuaternarias de longitud superior a 50 km. que hacen de ésta un área de particular interés para estudios paleosísmicos y de riesgo sísmico (Martínez-Díaz *et al.* 2003).

Terremotos causantes de importantes daños han tenido lugar en la provincia de Murcia varias veces en los últimos 500 años. Aparte del terremoto que estamos estudiando, tres eventos significativos han tenido lugar en un periodo de sólo seis años: Mula (1999), Bullas (2002) y La Paca (2005) (García-Mayordomo *et al.* 2007).

El miércoles 11 de mayo de 2011 a las 06:47:25 hora local (16:47:25 UTC) se produjo a 58 Km. al WSW de Murcia, un terremoto de 1 km de profundidad [USG11]. La magnitud del sismo alcanzó los 5,1 Mw. El terremoto de Lorca tuvo lugar en la región que marca el límite entre las placas de Eurasia y África (Nubia), donde esta última se mueve hacia el NO (United States Geological Survey, 2011).

Uno de los efectos de los terremotos es el desplazamiento de forma permanente de las áreas cercanas al epicentro, los efectos de cada terremoto dependen de las características del mismo, sobre todo de la intensidad y la profundidad del epicentro (Gianniou, 2010).

Las redes geodésicas se usan como base de todo tipo de trabajos geodésicos, uno de los cuales son los estudios geodinámicos que utilizan los cambios en la posición de las estaciones de control de una red en un determinado periodo de tiempo para entender las características de los movimientos tectónicos. (Özyasar y Özlüdemir, 2011)

El objetivo de este trabajo es el estudio de los efectos tectónicos producidos por el terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011.

Esta investigación se llevará a cabo en el marco global definido por las estaciones del Instituto Geográfico Nacional de España (IGN), que se considerarán en principio no afectadas por el sismo y que conformarán el marco de referencia; además se

integrarán estaciones dependientes de otros organismos con el fin de densificar la información.

Las deformaciones de la superficie detectadas mediante técnicas GNSS se han demostrado potentes para mitigar futuros riesgos sísmicos, (Chen *et al.* 2011) es por lo que este estudio se engloba dentro de un proyecto que pretende estudiar la deformación del terreno como precursor de fenómenos sísmicos.

4.2.2 Antecedentes

La península Ibérica está considerada como una zona de sismicidad moderada, dentro de esta, la región de Murcia presenta una sismicidad media-alta (Atlas global de la región de Murcia, 2011).

La sismicidad en el sur de España está provocada por la convergencia entre la placa africana y la placa euroasiática, caracterizada por terremotos de baja a moderada magnitud. La velocidad relativa entre las placas se estima entre 4 mm. y 9 mm. por año. (Santoyo y Luzón, 2008).

La sismicidad de la región de Murcia ha sido estudiada por numerosos autores, según Ibargüen y Rodríguez Estrella (Ibargüen y Rodríguez, 1996), en la región de Murcia existen noticias sobre destrucciones concretas causadas por terremotos desde 1579.

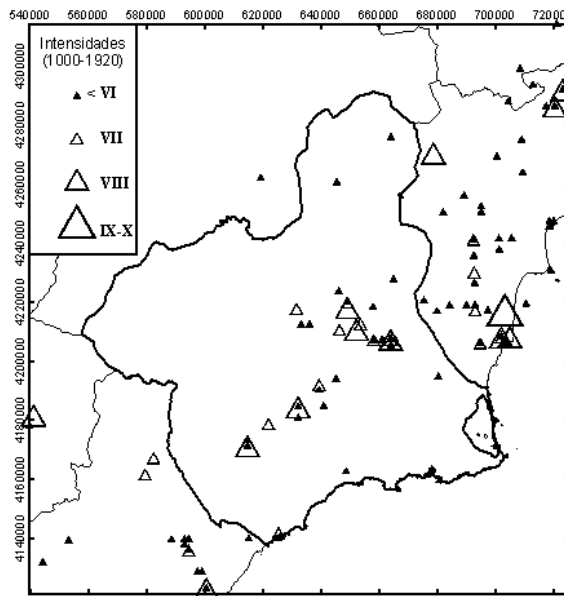


Figura 4.12. Sismos más importantes en la región de Murcia y alrededores (Sismimur, 2011).

El Instituto Geográfico Nacional (IGN) desarrolla una labor continua de revisión de los catálogos históricos existentes, con el fin de introducir modificaciones al catálogo sísmico oficial. La última de estas revisiones ha dado lugar a la publicación del Catálogo Sísmico de la Península Ibérica (880 a.C.-1900), que sustituye a la anterior revisión de 1983. En el nuevo catálogo se ha ampliado el número de terremotos identificados y se ha mejorado su localización epicentral, así como la asignación de la intensidad macrosísmica (Sismimur, 2011). De acuerdo con este catálogo, en el interior de la Región de Murcia consta la ocurrencia de unos 123 terremotos principales hasta el año 1920, cuyos epicentros aparecen representados en la Figura 4.12. Estos terremotos corresponden al periodo conocido como de sismicidad histórica, ya que no existía todavía una infraestructura instrumental suficiente.

En la Figura 4.12. se puede observar la distribución de la sismicidad histórica en la Región de Murcia y provincias limítrofes (Sismimur, 2011).

La mayoría de los epicentros se localizan en este periodo a lo largo de una franja central que coincide con la alineación NE-SW que conforma los valles del Guadalentín, Sangonera y la vega del Segura. Asimismo, a lo largo del curso medio del Río Segura se distingue otra concentración de epicentros de dirección NNE-SSW. En contraste, destaca la escasa sismicidad localizada en los márgenes norte y sur de la región, lo que debe interpretarse con precaución, ya que puede no responder a la realidad. Conviene tener en cuenta que la identificación de terremotos históricos depende de la existencia de suficientes pruebas documentales y evidentemente, éstas son más fáciles de encontrar en el caso de terremotos ocurridos cerca de poblaciones principales (Sismimur, 2011).

Según información de la Dirección General de Seguridad Ciudadana y Emergencias dependiente de la Consejería de Presidencia de la Región de Murcia, los mayores sismos ocurridos en la región hasta 1920 son los que se muestran en la tabla 1. Sólo se muestran aquellos con intensidad mayor de VII con anterioridad a 1920. A partir de este grado de intensidad comienzan a registrarse daños de importancia en algunas edificaciones.

Como puede apreciarse en la tabla, en la localidad de Lorca ya se registraron terremotos de cierta intensidad en enero de 1579 y agosto de 1674.

A partir de 1920 empieza ya a funcionar la primera red sísmica española, pasando así ya al periodo instrumental. En la Región de Murcia se encuentra la estación denominada “La Murta”. En este punto, dado que ya se dispone del instrumental necesario para ello, se pasa a caracterizar a los terremotos por su magnitud, en lugar de por su intensidad, lo que supone una forma más objetiva.

Desde el año 1920 hasta aproximadamente mediados del año 2005 se han registrado en el interior de la Región de Murcia unos 1600 terremotos. Entre ellos destacan 19 eventos principales con magnitud superior a 4,0, junto con dos de magnitud menor

que produjeron importantes daños (Sismimur, 2011). Tras la serie sísmica que conforman los terremotos de 1911, no se conoce actividad sísmica hasta 1948, cuando se produjo, el 23 de junio un terremoto de magnitud 5.3. A partir de entonces, destacan los de Mula (1999), Bullas (2002), y La Paca (2005).

Fecha	Localidad más afectada	Intensidad máxima (EMS)
30/01/1579	Lorca	VII
28/08/1674	Lorca	VIII
09/03/1743	Murcia	VII
15/08/1746	Murcia	VI-VII
20/12/1818	Lorca	VI-VII
11/11/1855	Alhama de Murcia	VI-VII
16/01/1883	Ceutí	VI-VII
16/04/1907	Totana	VII
29/09/1908	Ojos	VII
21/03/1911	Cotillas	VIII
3/04/1911	Lorquí	VIII

Tabla 4.2. Terremotos y su intensidad. Tomado de Sismimur, 2011.

Podemos observar en la Figura 4.13. que se producen terremotos por toda la Región de Murcia, aunque se aprecia una mayor sismicidad en el tercio central y la franja limítrofe con la Provincia de Alicante.

Se pueden señalar varias agrupaciones de epicentros, destacando las situadas siguiendo la alineación NE-SO de los valles del Guadalentín, Sangonera y Segura, a lo largo del curso alto del Río Segura y en la Cuenca de Fortuna y, también, en el área de Caravaca de la Cruz, Jumilla y al Norte de Lorca. El 97% de la sismicidad se corresponde con terremotos de magnitudes inferiores a 4,0. De hecho, en la zona no se ha registrado aún un terremoto de gran magnitud ($M > 6$) que pudiera tener consecuencias catastróficas. Estudios recientes de paleosismicidad estiman que la ocurrencia de un terremoto de estas características puede tener lugar cada varios miles de años. Sin embargo, se puede estimar que la ocurrencia de terremotos moderados ($M = 4-5$) tiene lugar cada 4-5 años como media. Algunos de ellos han provocado daños significativos (Sismimur, 2011). En la Figura 4.13. podemos observar la distribución de la sismicidad instrumental en el periodo de 1920 a 2005 en la Región de Murcia y zonas adyacentes.

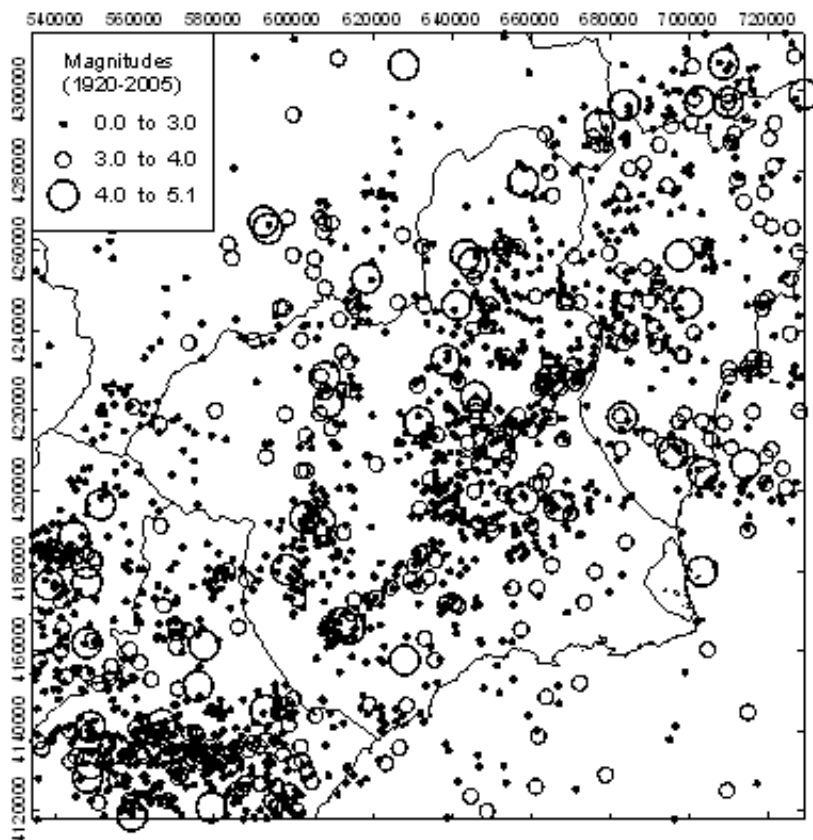


Figura 4.13. Distribución de la sismicidad instrumental en el periodo de 1920 a 2005 en la Región de Murcia y zonas adyacentes (Sismimur, 2011).

4.2.3 Marco geoestructural

La Región de Murcia se encuentra en el interior del Orógeno Bético, que forma parte de la zona de contacto de las placas tectónicas de África y Eurasia, al no existir en esta zona de contacto ningún accidente geográfico capaz de absorber los esfuerzos producidos por el citado contacto, los efectos se distribuyen a lo largo de una zona de orientación E-W de alrededor de 400 km. de ancho. Mediante interferometría espacial se ha calculado una velocidad de movimiento relativo en el centro de la Península Ibérica entre las citadas placas de 0,2 mm/año con una dirección NO-SE (Sismimur, 2011).

El nivel de peligrosidad sísmica de la Región de Murcia viene determinado por la repartición de la deformación producida por la convergencia entre las placas Afri-

cana y Euroasiática en un área tan extensa, unido a la relativamente baja velocidad de acercamiento entre las placas, ya que la liberación de energía sísmica producto de la convergencia África-Iberia tiene lugar preferentemente a través de pequeños terremotos dispersos, en lugar de a través de grandes terremotos singulares. La distribución difusa de la sismicidad dificulta enormemente la identificación de fuentes asociadas a accidentes tectónicos concretos y la definición de zonas sismogénicas resulta muy subjetiva.

En la Figura 4.14. vemos un encuadre geológico regional de la Región de Murcia. El recuadro interno identifica la parte oriental de las Cordilleras Béticas.

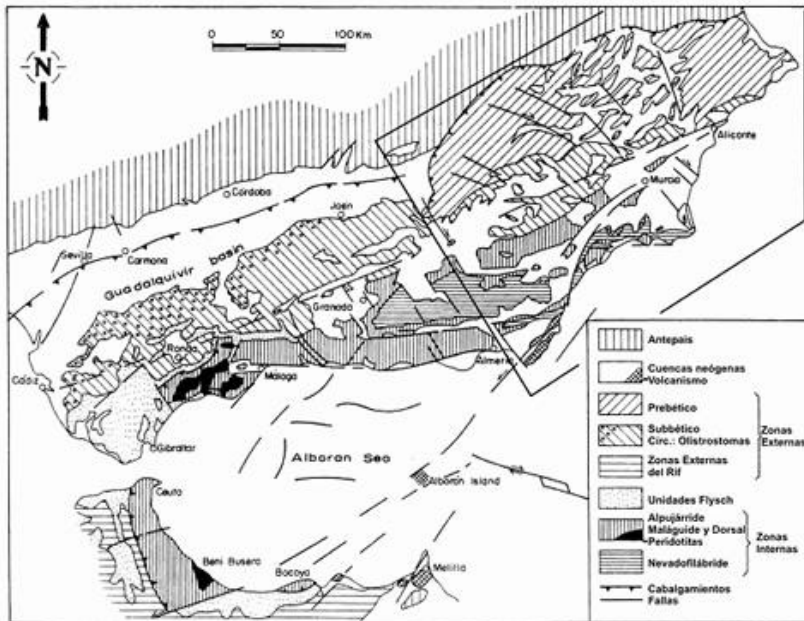


Figura 4.14. Encuadre geológico regional de la Región de Murcia (Sismimur, 2011).

Desde el punto de vista sismotectónico, la Región de Murcia presenta gran interés en lo que se refiere a la obtención de datos útiles para el cálculo de la peligrosidad sísmica. Esto es así debido a que las fallas con actividad neotectónica en este sector de la Cordillera Bética presentan una gran longitud. Este hecho hace que las superficies potenciales de ruptura sean muy grandes y por ello, las magnitudes máximas teóricas también lo sean (Sismimur, 2011).

En la Figura 4.15. se muestra un mapa de sismicidad del Sur de la Península Ibérica y Norte de África (periodo 1980-2003) para magnitudes mayores de 3,5. Los datos son del Instituto Geográfico Nacional. Los terremotos profundos se muestran en

negro. Los intermedios en gris oscuro y los superficiales en gris claro. Se muestran además los vectores de convergencia entre las placas Euroasiática y Africana.

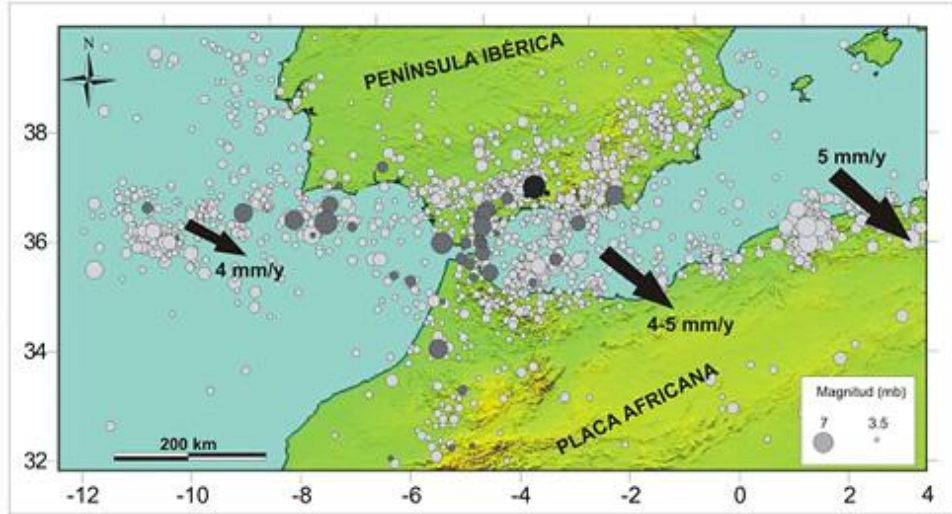


Figura 4.15. Mapa de sismicidad del Sur de la Península Ibérica y Norte de África (periodo 1980-2003) para magnitudes mayores de 3,5 (Sismimur, 2011).

En los últimos años, existe una tendencia hacia una mayor incorporación de datos geológico-estructurales en los estudios sismotectónicos, con el fin de relacionar en mayor medida el efecto sísmico (terremoto), con la fuente generadora (falla activa). Es una manera de integrar observaciones de tipo geodinámico y tectónico a la hora de interpretar la sismicidad (Sismimur, 2011).

En la Figura 4.16. se muestra el mapa de sismicidad de intensidad MSK > IV al este de las Cordilleras Béticas (periodo 1000-2005).

En este arco sismotectónico, la zona de la Región de Murcia es una zona de actividad sísmica actual moderada, caracterizada por terremotos de magnitud igual o inferior a 5,0. Sin embargo, tanto en el registro histórico, como en el paleosísmico, se identifican eventos de magnitudes superiores a 6,0. A esto hay que añadir que en los últimos 5 años se han producido tres series sísmicas en el entorno de la Falla de Crevillente con magnitudes superiores a 4,5, que han generado cuantiosos daños materiales y gran alarma social (Sismimur, 2011).

Toda la zona que se describe presenta una alta densidad de fracturación con orientaciones prácticamente en la totalidad de las direcciones. Concretamente se pueden reconocer 4 sistemas de fallas de orientación general NW-SE, N-S (de NNW-SSE a NNE-SSW), NE-SW a ENE-WSW y WSW-ESE. La longitud en superficie de estas fallas no sobrepasa por lo general los 10 km.

Se han identificado asociaciones con la sismicidad en todos los sistemas de orientaciones, ya sea por la ocurrencia de series sísmicas o por alineaciones de epicentros bien localizados. Esta situación sugiere que todos los sistemas de fallas, independientemente de su orientación, son sísmicamente activos. De este modo se explica la distribución difusa de la sismicidad en la Región de Murcia. Las fallas con mayor grado de actividad reciente son las fallas de Alhama de Murcia y Carrascoy.

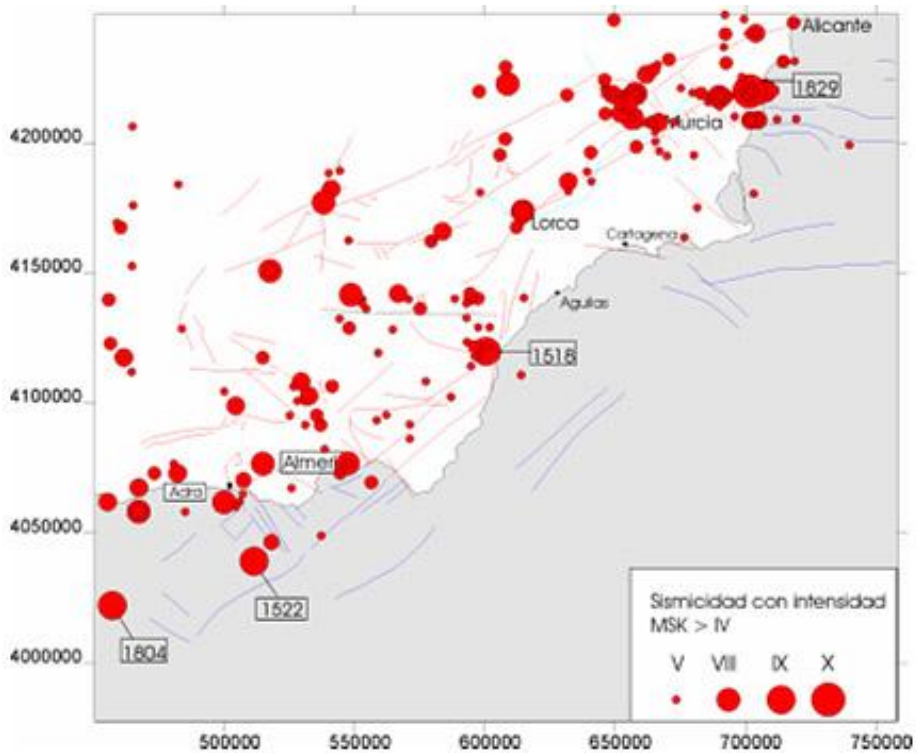


Figura 4.16. Mapa de sismicidad de intensidad MSK > IV al este de las Cordilleras Béticas (período 1000-2005) (Sismimur, 2011).

En la Figura 4.17 vemos las grandes Fallas del sureste de España. Se indican los diferentes segmentos tectónicos que componen cada gran falla, así como su grado de actividad tectónica reciente. La falla de Alhama de Murcia es la falla activa de mayor longitud del sur de la Península Ibérica y se encuentra acompañada por numerosas fallas secundarias de dimensiones que van desde 2 km. hasta 15 ó 20 km., muchas de las cuales pueden ser sísmicamente activas. (Martínez-Díaz, 1999).

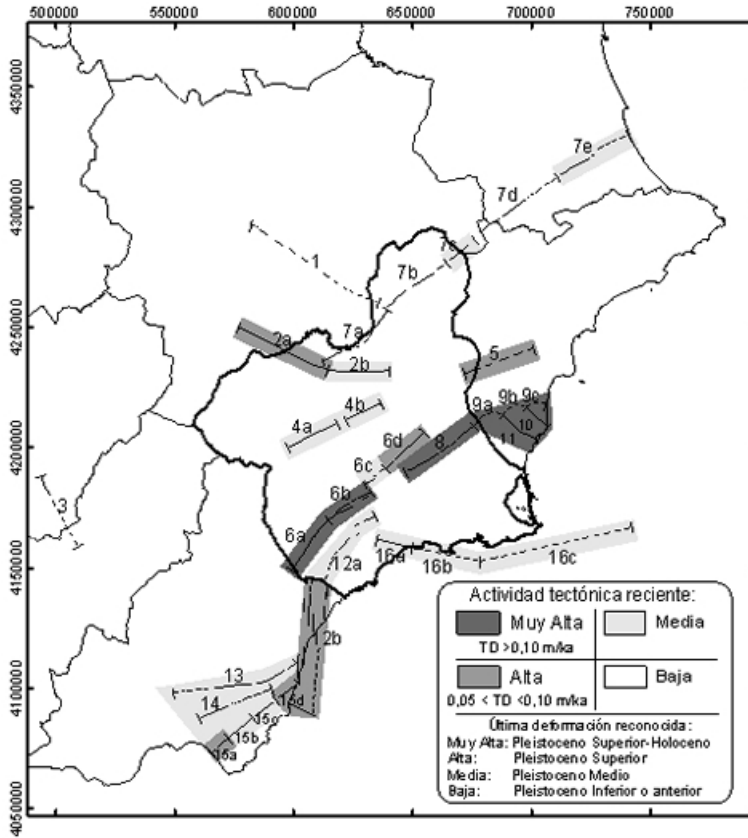


Figura 4.17. Principales Fallas del sureste de España. Fuente: [SIS11]

Las fallas más importantes son las siguientes: 1: Pozohondo-Tobarra, 2: Socovos-Calasparra, 3: Tíscar, 4: Crevillente (sector Murcia), 5: Crevillente (sector Alicante), 6: Alhama de Murcia, 7: Jumilla, 8: Carrascoy, 9: Bajo Segura, 10: Torrevieja, 11: San Miguel de Salinas, 12: Palomares, 13: Corredor de Las Alpujarras, 14: Alhamilla, 15: Carboneras, 16: Las Moreras-Escarpe de Mazarrón.

El segmento Lorca-Totana (b), de la falla de Alhama de Murcia es una estructura de 16 km. de longitud compuesta por dos brazos de falla principales NE-SW: (1) Una falla inversa con inclinación NW, con un fuerte buzamiento al NW y (2) una falla inversa con inclinación SE, buzando al SE con deslizamiento oblicuo (Massana *et al.*, 2004).

La citada falla se desdobra generando un corredor de hasta 2 km. de anchura en el sector comprendido entre Lorca y Totana, donde se aprecia una complejidad tectónica debida al carácter polifásico de este accidente y a los diferentes movimientos

que presenta, tanto de carácter inverso como de carácter direccional, que responden según diversos autores a rotaciones del esfuerzo principal desde tiempos messinienes hasta la actualidad (Martínez-Díaz y Hernández, 1991).

En general, todas estas fallas descritas presentan actividad que afecta a materiales del Mioceno Superior, Plioceno o Cuaternario, por tanto tienen actividad bajo el campo de esfuerzos actual. Ello hace que sean fallas potencialmente activas capaces de generar terremotos en cualquier momento de magnitudes superiores a 5,5. Conociendo la geometría de una falla es posible estimar la magnitud máxima que generaría un terremoto que rompiera toda la extensión del plano de falla. Por otra parte, si se conoce la edad de las últimas deformaciones asociadas a la falla, o la tasa de deslizamiento, se puede inferir el periodo de recurrencia medio del evento máximo.

Los sistemas de fracturación secundaria, que suelen ir asociados a distribuciones difusas de la sismicidad, tienden a incluirse en el cálculo de la peligrosidad formando parte de zonas sismogénicas: cualquier evento puede ocurrir con igual probabilidad en cualquier lugar dentro de la zona

4.2.4 Metodología utilizada

Como muchos otros aspectos de la vida, la ciencia de los terremotos ha entrado en una nueva era con el desarrollo de tecnologías espaciales para medir la deformación de la superficie en las zonas tectónicamente activas.

En el presente artículo se utilizarán técnicas GNSS para cuantificar el desplazamiento, si lo hubiera, de las estaciones permanentes GNSS de la zona objeto del terremoto, tomando como referencia estaciones permanentes GNSS situadas en zonas que se considerarán no afectadas por el sismo.

4.2.4.1 Datos de partida

Se procesó la información proporcionada por cuatro organismos que ofrecen datos GNSS de sus estaciones permanentes de forma continua, estos son:

- Red REGAM (Cartomur – Infraestructura de datos espaciales de referencia de la Región de Murcia.), de donde se tomaron datos de las estaciones: ALCA (Los Alcázares, Murcia), CARA (Caravaca, Murcia), JUMI (Jumilla, Murcia), MAZA (Mazarrón, Murcia), MORA (Moratalla, Murcia) y MULA (Mula, Murcia).
- Red MERISTEMUM (Dirección General del Medio Natural, Consejería de Industria y Medio Ambiente de la Región de Murcia). De la que se tomaron las estaciones: CRVC (Caravaca, Murcia), LORC (Lorca, Murcia), MURC (Murcia, Murcia).

- Red Andaluza de Posicionamiento (RAP). De la que se tomó información de las estaciones: CAAL (Calar Alto, Gergal, Almería, HUOV (Huerca-Overa, Almería), PALC (Pozo Alcón, Jaén) y VIAR (Villanueva del Arzobispo, Jaén).

- Red de estaciones permanentes del Instituto Geográfico Nacional (IGN). De donde se utilizaron los datos de las estaciones: ALAC (Alicante, Alicante), ALME(Almería, Almería), COBA (Córdoba, Córdoba), MALA (Malaga, Málaga), SONS (Sonseca, Toledo), TERU (Teruel, Teruel) Y VALE (Valencia, Valencia).

De todas las estaciones citadas, se tomaron como marco de referencia las pertenecientes al IGN excepto ALME y ALAC, en la Figura 4.18 se muestra la distribución de las estaciones permanentes utilizadas.. Todos los organismos mencionados proporcionan datos de observación GPS en forma de archivos RINEX, cada 30 segundos, así como las coordenadas aproximadas de las estaciones, datos que se utilizaron para el estudio.

Otros datos necesarios para el cálculo y compensación de la red se obtuvieron del Center for Orbit Determination in Europe (CODE), estos datos son: correcciones ionosféricas, órbitas precisas de los satélites, parámetros de orientación de la Tierra y velocidades de las estaciones.

Los datos acerca de cargas oceánicas se obtuvieron del OnsalaSpaceObservatory.



Figura 4.18. Estaciones permanentes utilizadas

4.2.4.2 Marco temporal

Con el objetivo de estudiar el comportamiento de las estaciones antes del terremoto, se tomaron datos desde el 1 de mayo de 2011 hasta el día del terremoto (11 de mayo), considerando éste como un periodo de calma. A partir de entonces se procesaron datos diarios hasta el 20 de mayo y desde ese día, se procesó un día cada cinco.

4.2.4.3 Procesamiento de los datos

Todo el proceso de cálculo se llevó a cabo con la ayuda del programa informático Bernese, de la Universidad de Berna, que nos permite compensar redes GNSS con una gran precisión y control de las mismas.

Se realizó una primera compensación como red libre con el fin de detectar errores groseros, para posteriormente constreñir las coordenadas de las estaciones que, como ya se indicó, se consideró que formarían el marco de referencia.

Se eligió la combinación de libre ionosfera y el modelo troposférico de Hopfield

En el proceso de cálculo se utilizaron órbitas precisas, parámetros ionosféricos, correcciones Code-Bias y correcciones por cargas oceánicas.

Se obtuvieron coordenadas en el marco de referencia geodésico ETRS89 y en el sistema de coordenadas UTM de las estaciones en cada uno de los días calculados.

4.2.5 Resultados obtenidos

Cuando se comparan varios grupos de coordenadas de la misma estación, calculadas en diferentes momentos, los cambios en estas coordenadas tridimensionales se pueden utilizar para cuantificar los desplazamientos de la superficie terrestre y su velocidad (Chang, 2000).

En la Figura 4.19. se muestran las gráficas de la posición en función del tiempo de la estación de Lorca (LORC). Esta estación es la más cercana al epicentro, y en principio, debería registrar los mayores desplazamientos, en el caso de existir.

Una vez realizados todos los cálculos, se observa que no se han producido desplazamientos significativos en ninguna de las estaciones estudiadas como consecuencia del evento sísmico del 11 de mayo.

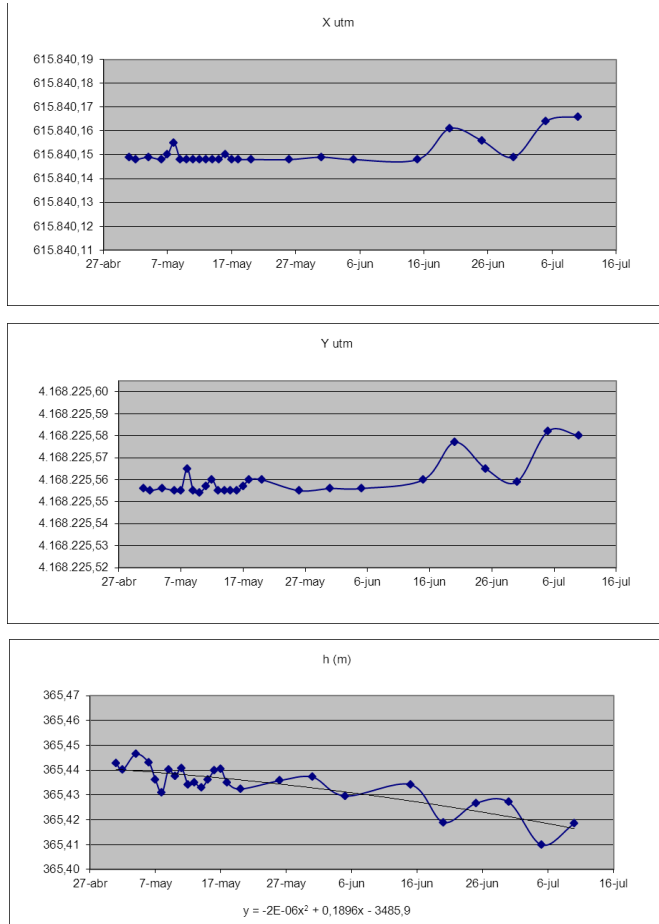


Figura 4.19. Gráficas de la posición en función del tiempo de la estación LORC

4.2.6 Conclusiones y recomendaciones

Del estudio de las coordenadas obtenidas para cada una de las estaciones a lo largo del periodo calculado, se pueden destacar las siguientes conclusiones:

El terremoto de Lorca del 11 de mayo de 2011 no produjo desplazamientos detectables en la estación de referencia (LORC), como se puede ver en la Figura 4.19, ni en ninguna de las otras utilizadas para el estudio.

En el periodo temporal estudiado, se ha detectado una tendencia hacia la subsidencia del terreno, reflejada en la altura elipsoidal h de la estación de Lorca. Concretamente se ha detectado un hundimiento de más de dos centímetros en los dos meses

y medio estudiados. La expresión empírica que se ha calculado para la variación temporal de dicha variable en el tiempo es la siguiente:

$$h = -2 \text{ E-}06 t^2 + 0,1896 t - 3485,9 \quad \text{Eq. (1)}$$

Este resultado apoya la hipótesis basada en un hundimiento del terreno en la zona cercana a Lorca. Este fenómeno podría haber tenido su origen en el descenso del nivel freático del acuífero del Valle del Guadalentín, hecho que produciría a su vez una compactación lenta del área no saturada, desde los años sesenta del siglo pasado (Rodríguez Estrella, 2012).

La tasa de hundimiento detectada en este estudio es de 10,1 cm/año, tasa que coincide con los valores calculados mediante técnicas de interferometría radar diferencial en los trabajos de González, P.J. y Fernández, J (González y Fernández, 2011).

A pesar de no haber detectado movimientos directamente achacables al terremoto estudiado, pensamos que es útil seguir con la monitorización de la zona por dos motivos:

- Estudiar y detectar futuras deformaciones en el terreno que nos puedan llevar a relacionar a priori estos movimientos con futuros eventos sísmicos.
- Hacer un seguimiento del proceso de subsidencia detectado en la estación de referencia de Lorca, aunque en este caso se haría necesario densificar la red en la zona.

4.3 Estudio de los desplazamientos permanentes de placas mediante técnicas GNSS, debidos al terremoto de Turquía del 23 de octubre de 2011

4.3.1 Introducción

Desde la antigüedad, los desastres naturales han supuesto la causa de muerte más importante, el sesenta por ciento de las muertes causadas por desastres naturales en la pasada década se debieron a terremotos, según el Centro de investigaciones epidemiológicas y desastres (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, CRED). Estos desastres son el resultado del hecho de que ocho de las ciudades más pobladas de la Tierra están construidas sobre fallas tectónicas. Estas ciudades son: Kathmandu, Nepal; Estambul, Turquía; Manila, Filipinas; Jakarta, Indonesia; Tokio, Japón; Ciudad de México, México; Delhi, India; Nueva York, U.S.; Vancouver, B.C.; Shanghai, China y Los Ángeles, California, U.S. (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 2010). Además, aproximadamente una de cada dos personas vive en una ciudad, y en sólo 35 años, este número se incrementará hasta dos de cada tres, según la Fundación para la población de Naciones Unidas (UNFPA, United Nations Population Fund). En 2011 más de la mitad de la población vivía en áreas urbanas y en 2030, las ciudades serán el hogar de casi cinco billones de personas (United Nations Population Fund, 2011).

Por lo tanto, el estudio de los terremotos es gran interés, en cuanto que puede ayudar a predecir dónde existe la mayor probabilidad de ocurrencia de un terremoto, y en la medida de lo posible, determinar su intensidad. Así, la monitorización de terremotos ha cobrado gran importancia en los recientes estudios científicos. Una de las técnicas que más recientemente se ha sumado a las numerosas técnicas interdisciplinarias utilizadas en el estudio de terremotos es la Geodesia espacial. (N. Kul-karni *et al.*, 2001).

La ciencia de los terremotos ha entrado en una nueva era con el desarrollo de las tecnologías espaciales para medir las deformaciones de la superficie de la Tierra en zonas tectónicamente activas. Las estaciones de referencia que operan continuamente pueden ser una herramienta muy potente para monitorizar las deformaciones (Özyasar y Özlüdemir, 2011). Esta cantidad tan elevada de datos GPS disponibles hace que la distinción entre observaciones geodésicas y sísmicas y modelado no esté clara (Yue y Lay, 2011).

Por lo tanto, los grandes terremotos son claves importantes para la comprensión de los fenómenos de deformación de la corteza, incluidos los efectos coseísmicos (la ruptura principal y los primeros temblores) y postseísmicos (que incluyen un corto plazo después de la fase de deslizamiento y una fase de relajación viscoelástica a largo plazo) (USGS (Encuesta geológica de EE.UU.), 2011).

Uno de los efectos de los terremotos es el desplazamiento permanente de las áreas cercanas al epicentro y por consiguiente de las estaciones de referencia. Las coordenadas geodésicas de los puntos en la superficie de las placas tectónicas cambian con el tiempo debido al movimiento de las placas, y por lo tanto dependen de la época en que se obtuvieron las coordenadas. Si se conocen estos elementos (dirección y magnitud), es posible determinar la variación de las coordenadas del punto en función del tiempo (Pérez *et al.*, 2003). Además, los resultados geodésicos pueden ser una valiosa información para gestionar los sistemas, en cuanto a la toma de decisiones basadas en las características geológicas de la zona de estudio (Rangin *et al.*, 2002).

Según Meade (2002), la mayoría de los desplazamientos geológicos se producen a lo largo de las fallas y el desplazamiento de las fallas generalmente tiene lugar durante los terremotos (MEADE *et al.*, 2002).

Sin embargo, los efectos de cada terremoto dependen de sus características, y especialmente de la intensidad y la profundidad del epicentro (Gianniou, 2002 y Wright *et al.*, 2011) utilizan posicionamiento de punto preciso en modo tiempo real con estados de reloj radiodifundidos y correcciones orbitales para dar la posición de las estaciones cada segundo, permitiendo que los datos detecten los movimientos de la estación, centrándose en las alertas de tsunami (Wright *et al.*, 2011). La disponibilidad en tiempo real de los citados desplazamientos puede ser de gran utilidad en la capacidad de acción frente al terremoto y la alerta de tsunamis, y hasta cierto punto en la predicción de terremotos (Grapenthin y Freymueller, 2011). Grapenthin propone un método que integra desplazamientos en tiempo real en un sistema de alarma de terremotos.

Sin embargo, las anteriores técnicas estudian los desplazamientos cerca del epicentro, mientras que el objetivo de este estudio era determinar si los terremotos producen desplazamientos de permanentes de placas suficientemente representativos para ser detectados mediante técnicas GNSS. Para este fin, el terremoto en Van se estudió en el marco general definido por las estaciones permanentes del Servicio Internacional GNSS (International GNSS Service, IGS).

Tanto las investigaciones sismológicas como las geodinámicas ponen de manifiesto que la Región del Egeo, que comprende el Arco Helénico, la Grecia continental y Turquía occidental, es la región más seísmicamente activa de Eurasia occidental. La convergencia de las placas litosféricas de Eurasia y África obliga a un movimiento hacia el oeste de la placa de Anatolia con respecto a la Euroasiática (Haliçioğlu y Ozener, 2008).

La sismicidad de la región de Turquía se controla por la interacción compleja de varias placas tectónicas: la placa africana, la placa árabe y la placa eurasiática (placa de Anatolia y placa del mar Egeo). Como consecuencia de la dinámica de este

ambiente geotectónico complejo, la historia de terremotos de grandes magnitudes es larga, sobre todo en la región nor-occidental de Turquía.

La falla tectónica del norte de Anatolia constituye el límite de las placas Anatolia-Egea y Eurasiática al norte. Esta falla es responsable de una secuencia de terremotos de magnitudes superiores a 6.7 desde 1939 (Hammer y Mosquera Machado, 2002).

Turquía es un país tectónicamente activo que experimenta terremotos destructivos frecuentes. Este terremoto es un recordatorio de los muchos eventos sísmicos mortales que Turquía ha sufrido en el pasado reciente:

- En 1999, un devastador terremoto de magnitud 7,6 cerca de Izmit rompió una sección de la falla de Anatolia del Norte (aproximadamente 1.000 kilómetros al oeste del terremoto que aconteció el 23 de octubre de 2011), matando a 17.000 personas, hiriendo a 50.000, y dejando sin hogar a 500.000.
- En 1976, ocurrió un terremoto de magnitud 7,3 cerca de la frontera entre Turquía e Irán (aproximadamente a 65 kilómetros del terremoto que tuvo lugar el 23 de octubre de 2011), destruyendo varias aldeas y matando a entre 3.000 y 5.000 personas.
- En 1939, hubo un terremoto de magnitud 7,8 cerca de Erzincan, matando a unas 33.000 personas (Ergintav *et al.*, 2002).

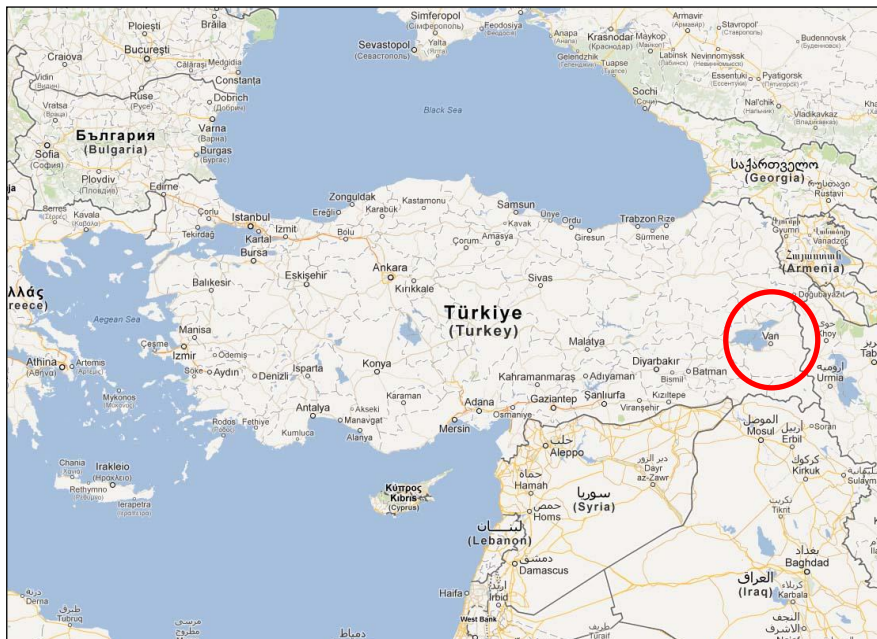


Figura 4.20. Situación de la localidad de Van, al Este de Turquía

La red de estaciones permanentes de Turquía se puede ver en la sección “3.2.5.2.8. Turquía. Programas del grupo de trabajo en Geodinámica. Unión nacional de Geodesia y Geofísica de Turquía.”

El domingo 23 de octubre de 2011 a las 01:41:21 PM hora local (10:41:21 UTC), hubo un terremoto en el este de Turquía, y en concreto en la ciudad de Van. La magnitud del terremoto alcanzó 7,2 Mw (Servicio Geológico de los EE.UU., 2011). Su hipocentro se ubicó a 16 km de profundidad y su epicentro, como se muestra en la Figura 4.20., se encontraba en la ciudad de Van, en el este de Turquía.

Las zonas más afectadas fueron la región central y parte de la zona este de Turquía, relacionadas con la colisión continental entre la Placa Árábica y la placa Euroasiática. Todo este sector está afectado por la convergencia entre las dos placas, manifestándose fundamentalmente a lo largo del pliegue Bitlis-Zagros.

Según el USGS (United States Geological Survey), se alcanzó el grado IX en la escala de Intensidad Estimada Modificada de Mercalli (Estimated Modified Mercalli Intensity). También se detectaron movimientos que llegaron a la magnitud V y III, específicamente en los países vecinos, como Armenia, Azerbaiyán, Georgia, Irán, Irak y Siria. Según el Instituto Geofísico de Israel, el sismo fue sentido en zonas tan alejadas como Tel Aviv.

4.3.2 Marco geoestructural

En el área en la que se produjo el terremoto, la Placa Árábica está colisionando con la Placa Euroasiática, y ha creado un mosaico complejo de montañas como consecuencia del fallado lateral e inverso. La colisión entre ambas placas tiene lugar en la parte oriental de Turquía.

Largos sistemas de fallas traslacionales se extienden a través de la mayor parte del centro-oeste de Turquía y facilita el movimiento hacia el oeste del Bloque de Anatolia mientras se comprime por la convergencia de las Placas Árabicas y Asiáticas.

Como puede verse en la Figura 4.21, en el área de Van y en la parte más al este, la tectónica es dominada por la zona de sutura de Bitlis (al este de Turquía) y el cinturón plegado de los Zagros (cercañas de Irán).

En cuanto al movimiento relativo en esta zona, como se aprecia en la Figura 4.21., las porciones del norte de Arabia se desplazan con un giro de 40 grados Noroeste aproximadamente, consistente con el modelo global NUVEL-1a del movimiento de placa. El Este de Turquía muestra una deformación distribuida, mientras que Turquía occidental y la placa Egea rotan como la placa de Anatolia alrededor de un polo cerca de la península del Sinaí, causando un movimiento de fuerte deslizamiento a lo largo de la falla del Norte de Anatolia.

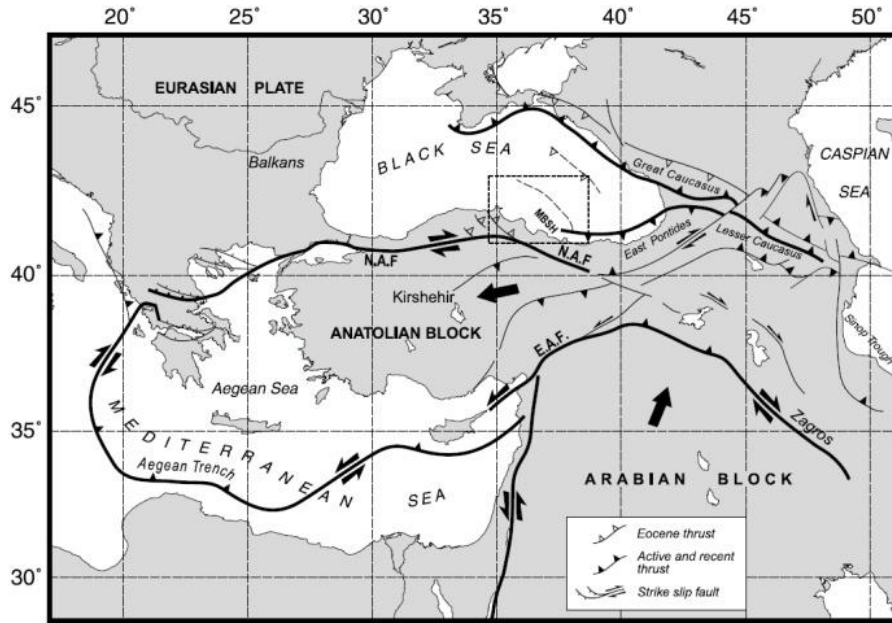


Figura 4.21. Sistema de fallas de Turquía, de Rangin *et al.* 2002 (Hammer and mosquera machado, 2002).

4.3.3 Metodología

Dado que el objetivo de este trabajo era estudiar movimientos permanentes de las placas producidos por el terremoto, se utilizaron datos GNSS de estaciones permanentes proporcionados por el IGS. Las estaciones elegidas se encuentran en diferentes placas.

Por otro lado, la metodología fundamental de detección de las tendencias de movimiento se basa en la utilización de las redes permanentes GNSS de monitorización continentales (Pospisil *et al.*, 2012).

Se seleccionaron un total de doce estaciones permanentes, algunas de las cuales estaban relativamente cerca del epicentro y otros que, "a priori", estaban completamente fuera del área de acción del terremoto.

El criterio para seleccionar las estaciones fue formar una red lo más homogénea posible, y la distribución de las estaciones entre las diferentes placas tectónicas que presumiblemente podrían estar relacionados con el evento sísmico estudiado. Por otra parte, teniendo en cuenta que hay una relación entre la distancia al epicentro y los desplazamientos de la estación (Garrido-Villen *et al.*, 2011), las estaciones elegidas deben estar a diferentes distancias del epicentro.

Concretamente, como se muestra en la Figura 4.22. y la Tabla 4.3., se utilizaron las siguientes estaciones:

- Placa Eurasiática:
 - ANKR (Ankara, Turquía), ARTU (Arti, Ekaterinburg, Rusia), MOBJ (Obninsk, Rusia), NOT1 (Noto, Italia), PENC (Penc, Hungría), POL2 (Bishkek, Kyrgyzstan), TEHN (Tehran, Irán) y ZECK (Zelenchukskaya, Rusia)
- Placa Africana:
 - ADIS (Addis Abeba, Etiopía) – subplaca Nubia, DRAG (Metzoki dragot, Israel) y NICO (Nicosia, Chipre)
- Placa Arabiga:
 - ISER (Erbil, Iraq)
 -

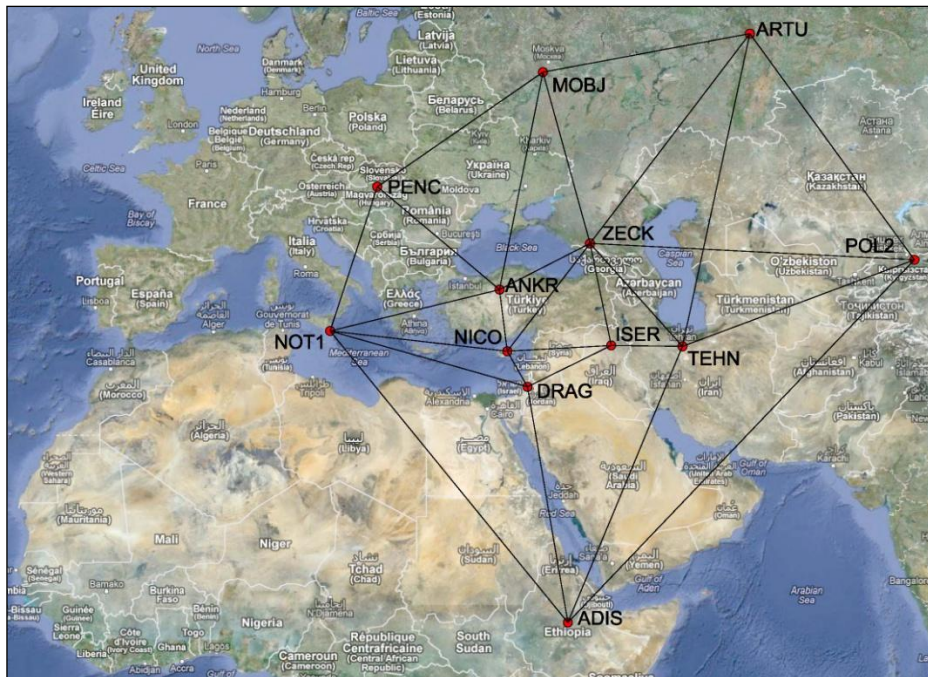


Figura 4.22. Cartografía de la red geodesic diseñada. Modificada de Terrametrics, 2013

Permanent station	Epicentre distance
ISER	277.338
ZECK	542.987
TEHN	767.209
ANKR	932.560
NICO	975.290
DRAG	1071.49
MOBJ	1904.19
PENC	2195.94
ARTU	2268.19
NOT1	2500.50
POL2	2654.19
ADIS	3320.70

Tabla 4.3. Distance in kilometers from the epicentre of the stations

El IGS proporciona datos de observación GPS de cada estación elegida. Estos datos se toman como archivos RINEX cada 30 segundos y registran las coordenadas aproximadas de las estaciones. Otros datos necesarios para el cálculo y compensación de la red se obtuvieron del Centro Europeo de Determinación de Órbitas (CODE), estos datos son: correcciones ionosféricas, parámetros de orientación de la Tierra, correcciones instrumentales Code-Bias y velocidades de las estaciones. Las órbitas precisas de los satélites se obtuvieron del IGS. Los datos de cargas oceánicas se obtuvieron del Observatorio Espacial Onsala.

Marco temporal

Una vez seleccionadas las estaciones a estudiar, se definió el calendario.

En primer lugar se decidió realizar los cálculos de la red geodésica, día a día, diez días antes del terremoto, asumiendo que se trata de un periodo de relativa calma y diez días después. Posteriormente a los diez primeros días se tomaron datos ya cada 5 días.

Las posiciones calculadas los días previos al terremoto se usaron como coordenadas patrón a comparar con las obtenidas los días posteriores al evento sísmico.

Definición del Datum

El datum geodésico se puede definir construyendo las coordenadas de las estaciones de referencia a sus valores a priori.

Las estaciones permanentes GNSS lejanas al epicentro se utilizaron para definir el marco de referencia, construyéndolas. Estas estaciones son ARTU, POL2, ADIS, NOT1, PENC y MOBJ.

Todas las estaciones son estaciones permanentes GNSS del IGS, y por lo tanto los resultados geodésicos se dan en el Marco Global de Referencia Terrestre Internacional (ITRF).

Procesamiento de los datos

Todos los cálculos se realizaron con la ayuda de software Bernese, Bernese es un software científico desarrollado por la Universidad de Berna, que permite compensar redes geodésicas GNSS con alta precisión, con un alto control del proceso (Dach *et al.* 2007).

Los datos GPS disponibles fueron procesados sesión a sesión para obtener las soluciones diarias. En un primer paso, se estimaron las ambigüedades y se fijaron a un entero utilizando la estrategia de Quasi Libre Ionosfera (QIF). Los cálculos se realizaron utilizando la metodología de red libre para detectar errores groseros. Más tarde, las coordenadas de las estaciones que definen el Datum se construyeron. El retardo troposférico se corrigió usando el modelo Saastamoinen con una ponderación dependiente de la elevación de $\cos^2(z)$, donde z es la distancia cenital. La corrección troposférica húmeda se aplica en intervalos de una hora para estimar el Retardo Troposférico del Zenith de las señales GPS. Por otra parte, el retardo ionosférico se eliminó mediante el uso de una combinación de datos GPS en las frecuencia L1 y L2, los errores del reloj de los satélites se eliminaron mediante el uso de efemérides precisas proporcionadas por el IGS sp3.

Las coordenadas se obtuvieron en el Marco de Referencia Geodésico ITRF y en el sistema de coordenadas UTM para cada día calculado.

4.3.4 Resultados

Después ajustada la red geodésica, las coordenadas calculadas de cada estación para cada día se obtuvieron con desviaciones planimétricas que oscilan entre 0,8 y 1,1 mm.

Basándose en los cálculos, no existen desplazamientos relativos detectables entre las diferentes estaciones seleccionadas comparando las posiciones calculadas antes y después del terremoto.

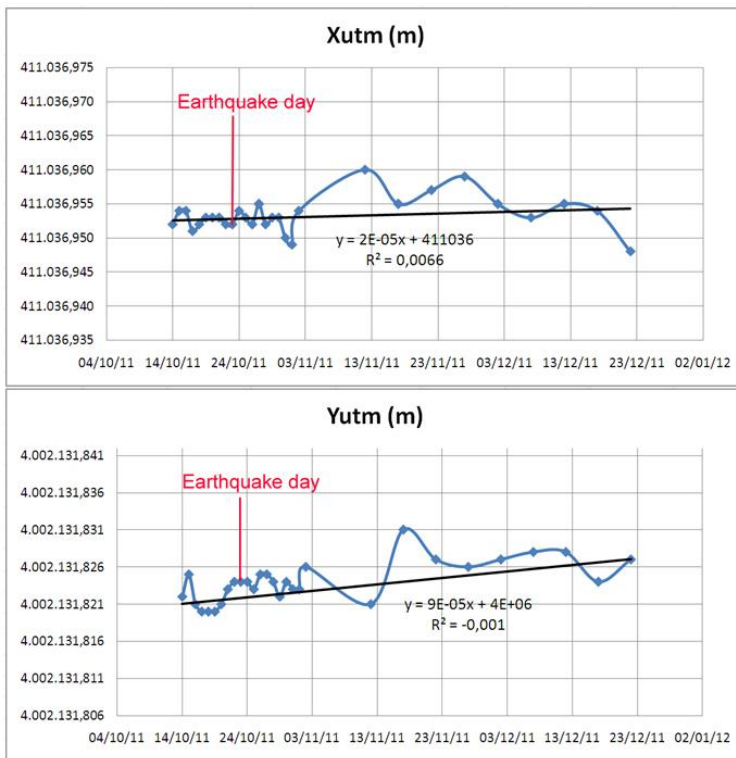


Figura 4.23. Gráfica que muestra el desplazamiento de las coordenadas Xutm e Yutm en la estación de referencia ISER (Erbil, Iraq – Placa Arabiga).

Las figuras 4, 5 y 6 muestran la variación de las posiciones de las estaciones: Erbil (Iraq), Ankara (Turquía) y Metzoki Dragot (Israel), localizadas en la placa Arábiga, Placa Euroasiática y la placa Africana, respectivamente.

Como se muestra en la Figura 4.23., a pesar de ser la más cercana al terremoto, los movimientos de la estación permanente ISER en las coordenadas X e Y durante el período estudiado fueron menores de 2 centímetros, incluso teniendo en cuenta los días anteriores y posteriores al terremoto, lo que no es suficiente para demostrar la existencia de un desplazamiento permanente de la placa Arábica debido al terremoto estudiado.

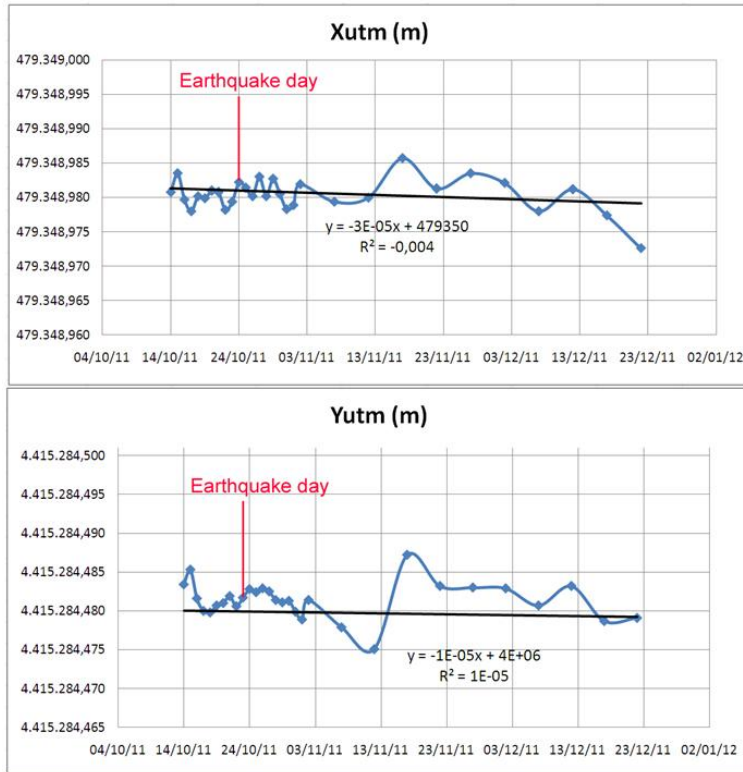


Figura4.24. Gráfica que muestra el desplazamiento en las coordenadas Xutm e Yutm en la estación permanente de referencia ANKR (Ankara, Turquía – Placa Eurasiática).

Como puede verse en la Figura 4.24., los desplazamientos de la estación permanente ANKR en las coordenadas X e Y durante el período estudiado fueron menores de 2 centímetros, lo cual es consistente con los resultados obtenidos por la estación ISER, teniendo en cuenta que a pesar de que la estación ANKR pertenece al mismo país, está bastante lejos del epicentro del terremoto. Estos desplazamientos también son insuficientes para demostrar la existencia de un desplazamiento de la placa de Eurasia causado por el terremoto en Turquía.

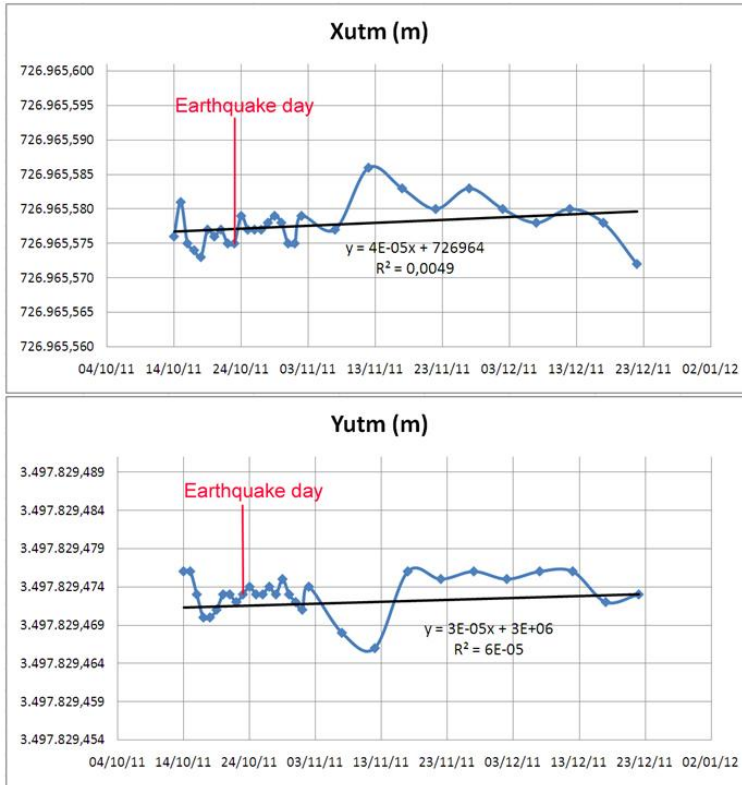


Figura 4.25. Gráfica que muestra el desplazamiento de las coordenadas Xutm e Yutm en la estación de referencia DRAG (Metzoki dragot, Israel – Subplaca Nubia).

Finalmente, la Figura 4.25. presenta los resultados para la estación permanente DRAG situada en Metzoki Dragot, Israel. Esta figura, como las figuras anteriores, muestra movimientos de menos de 2 centímetros, que no permiten llegar a la conclusión de que hubo un desplazamiento de la placa africana debido al terremoto.

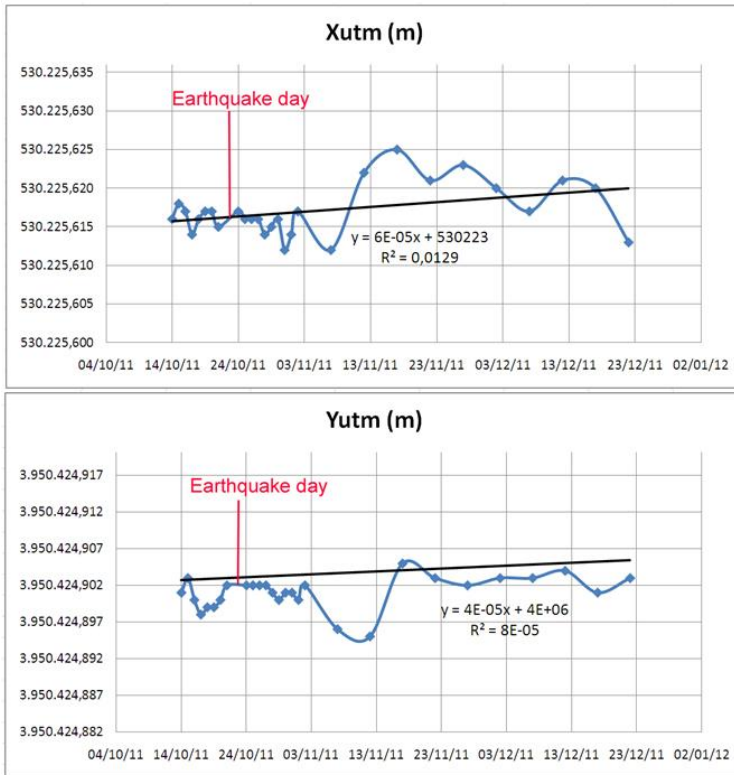


Figura 4.26. Gráfica que muestra el desplazamiento en coordenadas Xutm e Yutm de la estación de referencia TEHN (Teherán, Irán – Placa Eurasiática)

Las Figuras 4.26. y 4.27. muestran la variación de las posiciones de las estaciones de Teherán (Irán) y Zelenchuskaya (Rusia) localizadas en la placa de Eurasiática.

Como se muestra en la Figura 4.26, los movimientos de las coordenadas X e Y de la estación permanente TEHN en el periodo estudiado fueron menos de 1 centímetro, incluso teniendo en cuenta los días anteriores y posteriores al terremoto.

Como se puede ver en la Figura 4.27., los desplazamientos de las coordenadas X e Y de la estación permanente ZECK en durante el periodo de estudio fueron de menos de 2 centímetros. Estos desplazamientos también fueron insuficientes para demostrar la existencia de un desplazamiento de la placa de Eurasiática a causa del terremoto de Turquía.

El desplazamiento general de estaciones permanentes durante todo el periodo de estudio se muestra en la Tabla 4.4.

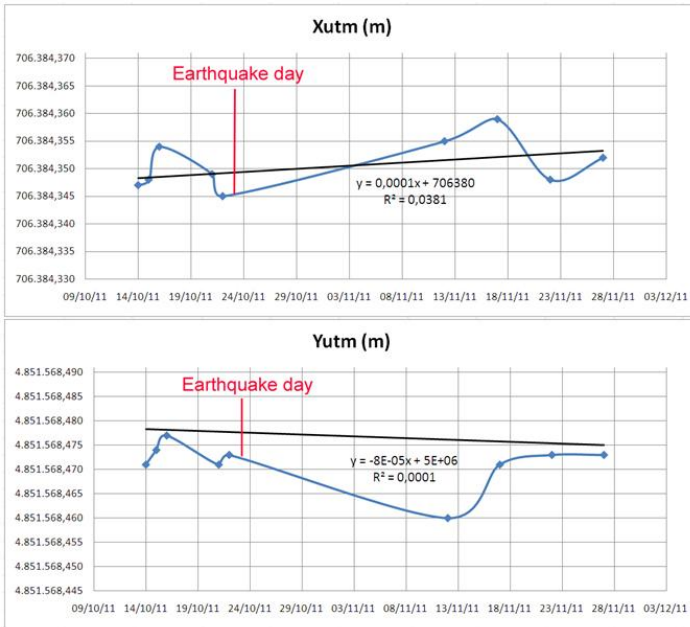


Figura 4.27. Gráfica que muestra el desplazamiento de las coordenadas Xutm e Yutm de la estación de referencia ZECK (Zelenchukskaya, Rusia – Placa Eurasiática)

Station	Vx (mm)	Vy (mm)	Vx (mm/año)	Vy (mm/año)
ISER (Iraq) – Arabian plate	1,5	6,0	7,9	31,7
ANKR (Turkey) – Eurasian plate	1,8	1,1	9,5	5,8
DRAG (Israel) – Nubian subplate)	2,5	1,8	13,2	9,5
TEHN (Iran) – Eurasian plate	3,0	2,5	15,5	13,2
ZECK (Russia) – Eurasian plate	5,0	3,1	40,9	25,4

Tabla 4.4. Velocidades de las estaciones permanentes a lo largo del periodo estudiado y extrapolando los datos para el periodo de un año.

4.3.5 Conclusiones

Debido a la precisión de las coordenadas obtenidas a partir del ajuste de red diseñada, se puede afirmar que este método es capaz de detectar desplazamientos permanentes de orden milimétrico.

Como se muestra en las figuras 4.23., 4.24., 4.25., 4.26. y 4.27, no se observa ningún desplazamiento permanente en las estaciones elegidas en las placas Africana, Árabe o Euroasiática ocasionado por el terremoto estudiado el día del terremoto, ni en los días siguientes. Sin embargo, se puede apreciar un movimiento bastante regular, independiente del evento sísmico, que se corresponde con el desplazamiento general de las placas estudiadas.

Varios investigadores han comentado en sus estudios, tras años de observación, que la placa de Anatolia tiene una tasa de deslizamiento de 24mm/year (Westaway, 2003 y Turgut *et al.*, 2010). Otros autores como Vigny (Vigny *et al.*, 2006) reducen la tasa de deslizamiento a $V_x = 13,1$ mm / año y $V_y = 2,2$ mm / año para la estación ANKR, sin embargo, los valores obtenidos en este estudio son $V_x = 9$, 5 mm / año y $V_y = 5,8$ mm.

Los valores obtenidos en este estudio para la estación DRAG, situada en la placa Nubia, están más cerca de los resultados obtenidos por C. Vigny (Vigny *et al.*, 2006): $V_x = 19,3$ mm / año y $V_y = 24,4$ mm / año, como se muestra en la Tabla 4.4.. Lo mismo ocurre con la estación de TEHN, situada en la placa de Euroasiática, que se mueve de acuerdo con C.Vigni $V_x = 16,5$ mm / año y $V_y = 32,4$ mm / año.

Todos los movimientos descritos anteriormente han ocurrido temporalmente de manera uniforme. En el presente estudio, se buscó una ruptura en las gráficas que indicara un cambio repentino. Sin embargo, no se encontró ningún cambio detectable el día del terremoto, ya sea en las estaciones más cercanas tales como ISER o ZECK, que se encuentran en la placa de Euroasiática, o en el resto de la red de estaciones, que se distribuyen a lo largo de la placa Africana y la placa Árabe.

Es probable que el terremoto no haya sido de la magnitud suficiente para producir un movimiento permanente en placas vecinas. Esa es la razón por la cual creemos que sería interesante seguir estudiando el fenómeno con terremotos de mayor magnitud o terremotos localizados en otras áreas que puedan desempeñar un papel más activo en los movimientos relativos entre las placas tectónicas.

4.4 Estudio de los desplazamientos del terreno producidos por la erupción submarina de El Hierro de octubre de 2011 mediante técnicas GNSS

4.4.1 Introducción

Se estima que más de 500 millones de personas viven en zonas expuestas a riesgos volcánicos. En los últimos 500 años, más de 200 000 personas han perdido la vida debido a las erupciones volcánicas. Un promedio de 845 personas murieron cada año entre 1900 y 1986 a consecuencia de fenómenos volcánicos.

El número de muertes es considerablemente mayor que en los siglos pasados. Este aumento no se debe a una actividad volcánica más alta, sino a que más personas viven en laderas de volcanes activos y en valles cercanos a ellos (Tilling *et al.*, 1993).

En la madrugada del 10 de octubre 2011, cesaron repentinamente los terremotos que se registraban en El Hierro desde mediados de julio. Este fenómeno fue detectado con gran precisión por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Los temblores sísmicos fueron reemplazados por temblores volcánicos, característicos del paso del magma en el interior de la chimenea volcánica.

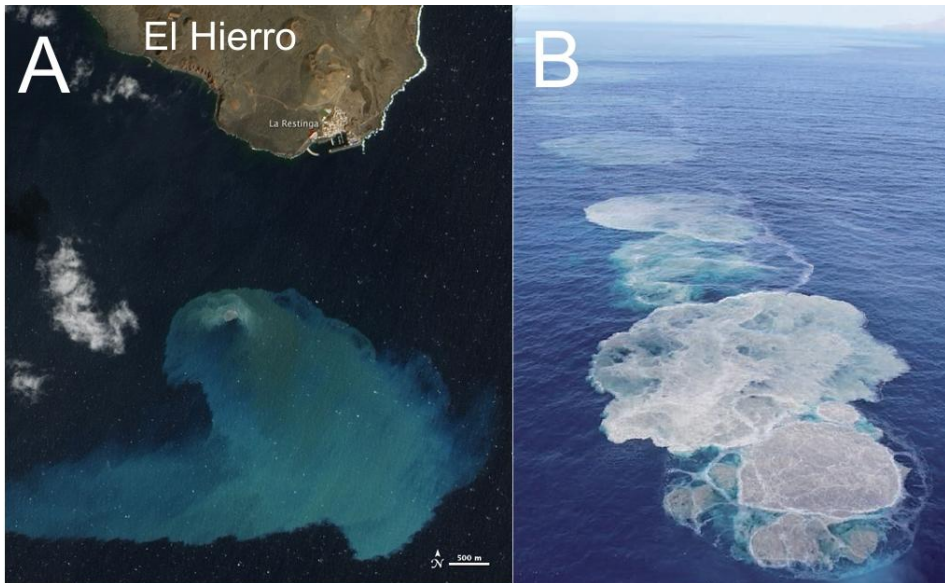


Figura 4.28. Gases y erupción piroclástica submarina. A) Vista de la erupción submarina. Modificado del Observatorio de la Tierra de 2012. NASA. Advanced Tierra Imager (ALI) a bordo del

Earth Observing-1 satellite (EO-1). B) Muestra evidente del carácter fisural de la erupción submarina (fotografía realizada por helicóptero de la Guardia Civil el 4 de noviembre de 2011).

A media mañana comenzaron a difundirse noticias sobre una posible erupción submarina a 8-10 km al sur de la isla y a unos 300 m de profundidad.

La erupción submarina ha sido la culminación de un proceso de casi tres meses, cuando una bolsa de magma se situó en la base de la corteza oceánica. Desde entonces el hipocentro emigró hacia el sur en busca de un área propicia para abrirse paso a la superficie.

Esta cordillera submarina o grieta, donde se han localizado muchas de las recientes erupciones de El Hierro, es un área de la corteza de alta debilidad debido a la inyección de magma asociada a erupciones anteriores y posiblemente, la permanencia de una "memoria térmica" que habría permitido finalmente, la relativamente rápida salida del magma a la superficie, en este caso en el lado de la grieta submarina (Carracedo *et al.*, 2012), como se muestra en la Figura 4.28. (Pérez-Torrado *et al.*, 2012).

Las erupciones volcánicas se pueden explicar mediante los siguientes procesos: Las rocas, al fundirse en el interior de la Tierra, aumentan su volumen, aunque su masa sigue siendo la misma, produciéndose rocas menos densas que las circundantes. Este magma más ligero se eleva hacia la superficie en virtud de su flotabilidad. Si la densidad del magma entre la zona de su generación y la superficie es menor que la de las rocas circundantes y que recubre, el magma llega a la superficie y entra en erupción (Kilinc, 2008).

En los últimos años, con la erupción del Monte St. Helens y El Monte Pinatubo, se ha avanzado mucho en el estudio de los volcanes, en particular en la predicción de las erupciones volcánicas. Los volcanes son difíciles de estudiar debido a que, a pesar de sus similitudes, cada volcán se comporta de manera diferente y tiene una peligrosidad característica. Por lo tanto, es de gran importancia el estudio y monitoreo individualizados de los volcanes. Muchos volcanes activos cerca de zonas pobladas no se han estudiado lo suficiente como para evaluar su riesgo potencial.

El estudio de los riesgos asociados a los volcanes es una tarea multidisciplinar: Cartografía histórica de los depósitos volcánicos, vigilancia por satélite de manifestaciones volcánicas, como nubes de cenizas y gases; mediciones geodésicas de deformaciones del terreno, controles sísmicos, geomagnéticos, gravimétricos, actividad geoelectrica y térmica; control de la temperatura, flujo, transporte de sedimentos, control del nivel del agua de ríos y lagos cercanos al volcán, etc.

El estudio de un volcán durante largos períodos de tiempo puede ayudar a predecir cuándo es más probable que se produzca una erupción. La interacción entre los científicos, los funcionarios del gobierno local y el desarrollo de un plan de emergencia puede salvar vidas y promover una ordenación del territorio más segura.

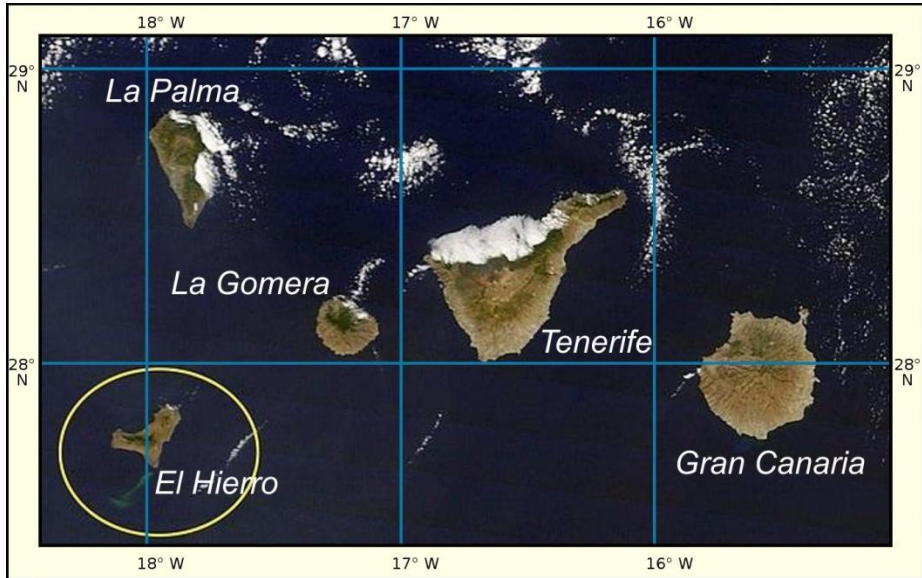


Figura 4.29. Situación de la isla de El Hierro y vista de la mancha verde producida por la erupción submarina. 14-10-2011. Modificado de PlanetaGea.

Los terremotos de pequeña magnitud y las deformaciones del terreno son precursores de la actividad volcánica (Kilburn, C., 2012). Este artículo es parte de un estudio más amplio dirigido a la investigación de la deformación del terreno como precursor de erupciones volcánicas.

Las técnicas GNSS han sido las más precisas y convenientes en levantamientos geodésicos en los últimos 20 años. Debido a su alta precisión en la determinación de posiciones y su eficacia en la metodología de trabajo, las técnicas GNSS han superado casi por completo a otros métodos geodésicos terrestres de alta precisión (Chang, 2000).

Las tecnologías GNSS y las redes de estaciones permanentes constituyen un marco de referencia terrestre esencial y una potente herramienta para el estudio de deformaciones de la corteza terrestre causadas por la actividad volcánica y las fuerzas de la gravedad. Estas tecnologías son de gran interés para el estudio de fenómenos geodinámicos. Aunque la tensión es un indicador más objetivo que el desplazamiento debido a que se no requiere un marco de referencia (Takahashi, 2011), las técnicas GNSS hacen posible calcular con precisión el desplazamiento de una estación antes y durante las erupciones volcánicas. En este sentido, los movimientos horizontales y verticales pueden ser medidos en regiones activas volcán, y sus movimientos a continuación, pueden relacionarse con otras áreas no afectadas. Las

técnicas GNSS han demostrado ser una herramienta muy eficaz para el estudio de la deformación del suelo debido a su alta precisión y exactitud (Kulkarni *et al.*, 2006).

La tecnología GNSS permite la creación de mapas de vectores de desplazamiento del terreno dentro de los marcos de referencia geodésicos. Las bases de datos y series temporales de observaciones permiten realizar mediciones con precisiones milimétricas.

En España, tanto de la Administración central, como las autoridades autonómicas han creado una serie de redes de estaciones permanentes GNSS que permite estudiar efectos volcánicos.

Por lo tanto, no hay duda de que las técnicas GNSS son de interés estratégico, constituyendo una poderosa herramienta para el análisis de deformación de la corteza terrestre. El objetivo de este estudio consiste en situar y cuantificar temporal y geográficamente los desplazamientos causados por la erupción del volcán submarino de El Hierro (ver Figura 4.29.), mediante el uso de técnicas geodésicas GNSS. El estudio se llevó a cabo en el marco global definido por las estaciones del International GNSS Service (IGS), y tiene como objetivo medir los movimientos de la zona afectada por la erupción en relación con el área geográfica circundante, que no se considera afectada por estos movimientos. El período de tiempo bajo estudio comprende desde el 27 de junio hasta el 15 de diciembre de 2011.

4.4.2 Marco geoestructural

Hay varias teorías que tratan de explicar el origen de las Islas Canarias. Es conocido que las islas no se formaron simultáneamente, sino que lo hicieron de forma progresiva, empezando por las islas orientales (Lanzarote y Fuerteventura) hace unos 20 millones de años, y continuando hacia el oeste (La Palma y El Hierro), hace 2 millones de años, como se muestra en la Figura 4.30.

Las principales teorías propuestas para explicar la génesis de las Islas Canarias (en las que se basan otras) son las del punto caliente, una fractura litosférica probablemente vinculada con el tectonismo del sistema del Atlas y un bloque elevado. La primera de ellas parece ser la que más adeptos aglutina, con la incorporación de datos tomográficos y de dataciones de isótopos contenidos en las rocas volcánicas, que refuerzan la hipótesis de la circulación de material de la pluma astenosférica canaria a lo largo de un corredor litosférico que se extiende hacia el continente africano (Grupo de investigación en ingeniería sísmica, 2012).

El Hierro, con poco más de un millón de años, es la isla más joven de las Islas Canarias. Situado junto a la vecina isla de La Palma, en el extremo occidental del archipiélago, se eleva del fondo del océano Atlántico desde una profundidad de entre 3.500 y 4.000 metros.

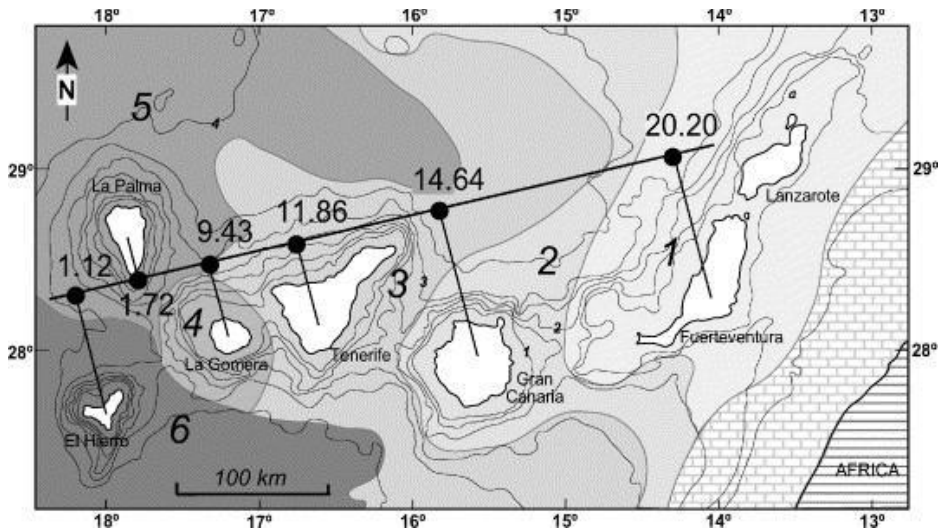


Figura 4.30. Edad de las rocas volcánicas en las distintas islas (datadas por el método K-Ar), mostrando un aumento en las edades, de oeste a este (Guillou *et al.* 2004).

Las islas de La Palma y El Hierro son las primeras islas del archipiélago que se han formado de forma simultánea, con una posible alternancia de actividad eruptiva, por lo menos en el período más reciente. Esta separación en una "doble línea" de las islas y la mayor profundidad de su basamento oceánico explica que hayan tardado más que sus islas vecinas para emerger. Aunque ambas islas se formaron más tarde que el resto de las islas, éstas no siguieron la misma evolución, y mientras se producía actividad volcánica en una isla, la otra permanecía inactiva. En el Holoceno, la fase más activa parece corresponder a La Palma, lo que explica las numerosas erupciones volcánicas que se produjeron en este periodo, 6 de ellas históricas (hace menos de 500 años), mientras que la erupción fechada por radiocarbono en El Hierro, ubicada en el rift NE cerca del pueblo de San Andrés, presenta una edad de 2500 ± 70 años, probablemente seguido por el volcán Tanganasoga, situado al noroeste de la falla con menos de 4000 años de antigüedad.

Imágenes de sonar del edificio Insular de El Hierro (Figura 4.31.) muestran que las erupciones submarinas son más abundantes que la actividad volcánica subaérea, lo que indica que alrededor del 90% de la isla está bajo el agua. El ejemplo más claro es el volcán El Golfo en el lado norte de la isla, con un gran escarpe de 1500 metros y menos de 100.000 años de antigüedad (Pérez-Torrado, 2012).

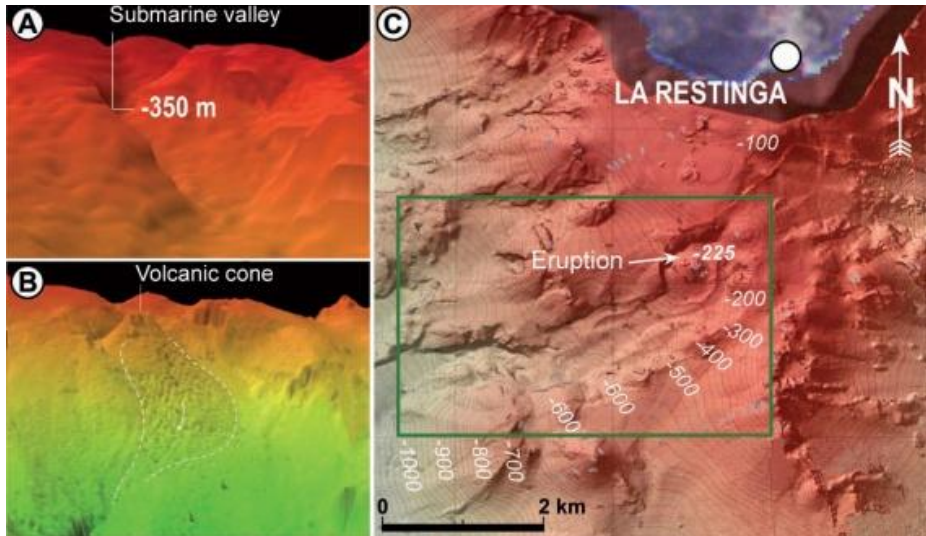


Figura 4.31. Batimetría de la zona de la erupción submarina realizada mediante ecosondas por distintos buques oceanográficos (imágenes tomadas del IEO). A) Imagen 3D de la batimetría anterior a la erupción, realizada por el buque oceanográfico Hespérides (CSIC) en 1998. B) Ídem por el buque oceanográfico Ramón Margalef después de iniciada la erupción submarina, el 24 de octubre de 2011. C) Mapa en relieve de la zona de la erupción realizado por el buque oceanográfico Ramón Margalef el 24 de octubre de 2011. Modificado de Pérez-Torrado F. J. *et al*, 2012

La configuración de El Hierro se completa con tres dorsales o rifts que forman las aristas de la pirámide, donde se ha concentrado –y se concentrarán previsiblemente en el futuro– la mayor parte de las erupciones subaéreas. El rift sur se prolonga más de 40 km como estructura submarina, lo que evidencia que es en ésta donde se han agrupado buena parte de las erupciones submarinas recientes de la isla. En la Figura 4.32. se muestra un esquema de la reciente erupción.

La erupción submarina de El Hierro ha supuesto la última manifestación volcánica en Canarias después de 40 años de inactividad, desde la erupción del Teneguía en la isla de La Palma en 1971. Supone, asimismo, la decimocuarta erupción histórica (últimos 520 años) en Canarias y la primera en la isla de El Hierro con registro fidedigno.

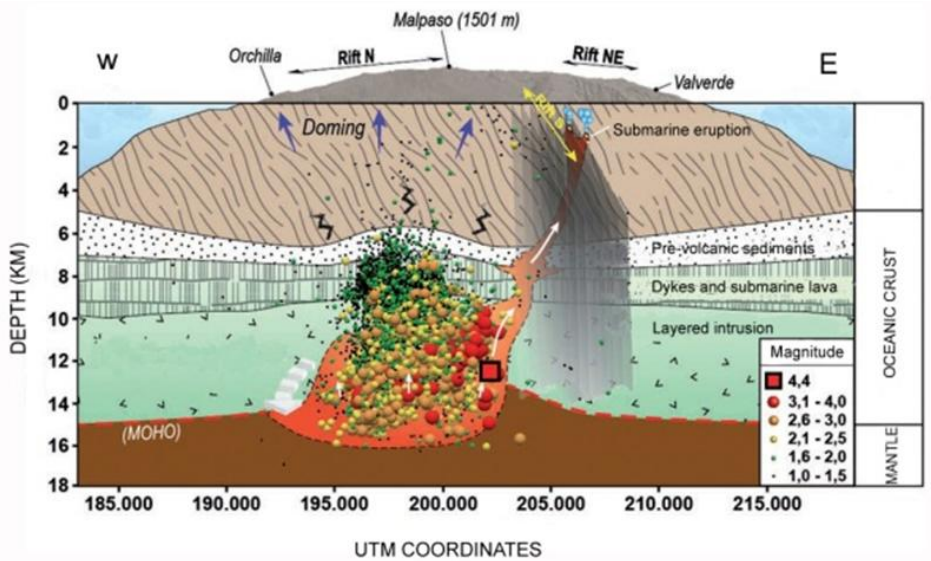


Figura 4.32. Sección E-O de El Hierro mostrando la sismicidad precursora asociada a la erupción de 2011-12, desde el 19 de julio de 2011 hasta el comienzo de la erupción el 10 de octubre (con datos del IGN). Obsérvese la disposición de los hipocentros en la base de la corteza, forzando su abombamiento, y su migración N-S hasta alcanzar el rift S en su flanco sumergido. Los hipocentros emigraron a zonas someras muy rápidamente los días anteriores a la erupción, indicando una fractura hidráulica en camino a la superficie. La erupción fue típicamente fisural, al abrirse camino el magma entre la malla de diques del rift (modificado de Carracedo *et al.*, 2011).

4.4.3 Métodos

El sistema global de navegación por satélite (GNSS) proporciona una de las técnicas más comunes que se utilizan para controlar deformaciones del terreno en volcanes. Además de tasas de desplazamiento lentas (varios centímetros por año), las técnicas GNSS se pueden utilizar para estudiar erupciones y episodios volcánicos violentos que dan como resultado movimientos mucho mayores y más rápidos (decenas de centímetros o más en intervalos de horas o días). Las comparaciones con mediciones proporcionadas por inclinómetros muestran que el GNSS puede determinar con mayor precisión el tiempo de evolución de cualquier actividad volcánica (Larson *et al.*, 2010).

Aunque existen estaciones de referencia funcionando continuamente que se pueden utilizar para monitorizar deformaciones del terreno (Özyasar and Özlüdemir, 2011), ya que el objetivo de este artículo es contextualizar los movimientos del terreno producidos por la erupción del volcán de El Hierro, en un marco geográfico más

amplio, se utilizaron datos del IGS, para garantizar una mayor homogeneidad de los resultados obtenidos.

Datos de red geodésica

La red geodésica diseñada, como se puede ver en la Figura 4.33., está formada por once estaciones permanentes GNSS de dos tipos: Las que conformarán el marco de referencia estable, pertenecientes al IGS y las que se utilizarán para la detección de los posibles movimientos, dependientes del Gobierno de Canarias.

Se trató de diseñar la red con una configuración geométrica lo más homogénea posible. Las cuatro estaciones más alejadas del Hierro son estaciones permanentes del International GNSS Service (IGS), pertenecientes al Global International Terrestrial Reference Frame (ITRF) (Promthong, 2006), usadas para enmarcar el estudio en este estable marco de referencia (Satirapod, 2007). Estas cuatro estaciones fueron: MORP (Morpeh, Reino Unido), NOT1 (Noto, Italia), BJCO (Cotonou, Benin), and FLRS (Santa Cruz das Flores, Portugal).

Las estaciones locales usadas en las Islas Canarias fueron: FRON (Hierro), SNMG (Tenerife), GRAF (Tenerife), ARGU (Gran Canaria), MORJ (Fuerteventura) y HRIA (Lanzarote).

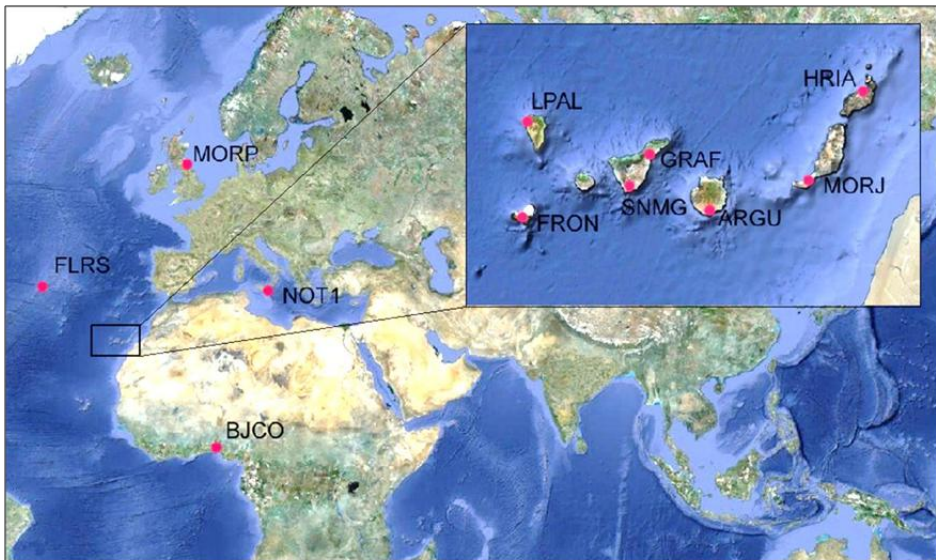


Figura 4.33. Red geodésica diseñada para detectar los movimientos asociados a la erupción. Las estaciones situadas en Gran Bretaña, Italia, Portugal (islas Azores) y Benin se consideran fijas en el proceso de cálculo. Las estaciones situadas en las Islas Canarias, por el contrario, se dejan libres.

Las estaciones del Gobierno regional de las Islas Canarias facilitan los datos de observación GNSS de cada estación. Los datos se obtuvieron en formato RINEX cada 30 segundos, registrándose las coordenadas aproximadas de las estaciones.

Fecha	Día del año	Semana GPS	Día de la semana
01/06/2011	152	1638	3
16/06/2011	167	1640	4
01/07/2011	182	1642	5
16/07/2011	197	1644	6
01/08/2011	213	1647	1
16/08/2011	228	1649	2
01/09/2011	244	1651	4
16/09/2011	259	1653	5
01/10/2011	274	1655	6
16/10/2011	289	1658	0
01/11/2011	305	1660	2
16/11/2011	320	1662	3
01/12/2011	335	1664	4
16/12/2011	350	1666	5
31/12/2011	365	1668	6

Tabla 4.5.. Calendario de las observaciones.

Otros datos necesarios para los cálculos geodésicos realizados se obtuvieron del Centro para la determinación de la órbita de Europa (CODE): correcciones ionosféricas, determinación de la órbita precisa de los satélites, parámetros de orientación de la Tierra y velocidades de las estaciones.

Las correcciones por cargas de mareas oceánicas para cada estación se obtuvieron del Onsala Space Observatory.

Marco temporal

Tras la selección de las estaciones, se definió el marco de referencia temporal.

Se eligió un periodo de tiempo de 15 días para seguir la evolución del proceso volcánico. El intervalo de tiempo estudiado, como se detalla en la Tabla 4.5., comprende desde el 1 de Junio al 31 de Diciembre del 2011.

Procesamiento de los datos

Los cálculos se realizaron con la ayuda del software Bernese, programa científico desarrollado por la Universidad de Berna que realiza con un alto grado de control el cálculo y compensación de redes geodésicas GNSS (Dach *et al.*, 2007).

Los datos GPS se procesaron sesión a sesión para obtener soluciones diarias. En un primer momento, se estimaron las ambigüedades y se fijaron en valores enteros utilizando la estrategia Quasi Ionosphere Free (QIF). Los cálculos se realizaron utilizando la metodología de red libre para detectar errores groseros. Las coordenadas de las estaciones más alejadas se ajustaron al marco de referencia. El modelo Saastamoinen se utilizó para corregir los errores producidos por el retardo troposférico, con una ponderación dependiente de la elevación con la expresión $\cos^2(z)$, donde z es la distancia cenital. La parte húmeda de la corrección troposférica se aplica en intervalos de una hora para estimar el retardo troposférico del zénit de las señales GPS. Los errores provocados por el retardo ionosférico se corrigieron usando una combinación de GPS de doble frecuencia de datos L1 y L2. Y los errores del reloj del satélite se corrigieron utilizando efemérides precisas proporcionadas por el International GNSS Service (IGS). Modelos ionosféricos, velocidades de las placas tectónicas y correcciones Code-Bias se obtuvieron del CODE (Center for Orbit Determination in Europe) y las correcciones de carga oceánica de Onsala Space Organisation.

Las coordenadas se obtuvieron en el marco geodésico de referencia WGS84 y en el sistema de coordenadas UTM para cada día calculado.

Resultados

Los datos muestran cambios significativos en la posición de la estación permanente situada cerca del epicentro, Fron, en el municipio de La Frontera, en la isla de El Hierro, a una distancia de 16,2 km del epicentro, como se muestra en la Figura 4.34.

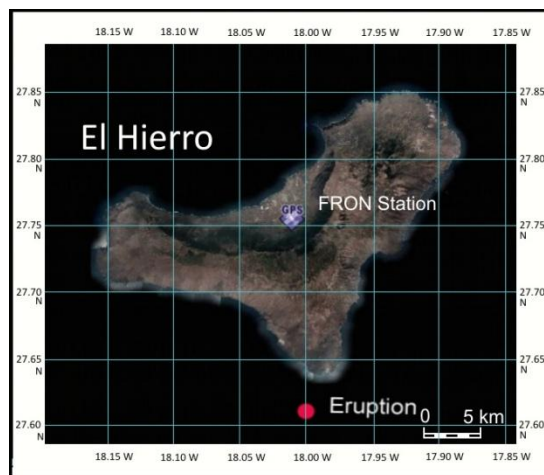


Figura 4.34. Ortoimagen de la isla de Hierro donde se aprecia la ubicación de la estación permanente FRON y el punto de la erupción submarina. La distancia que los separa es de 16,23 km. Modificado de GRAFCAN, Gobierno de Canarias, 2012.

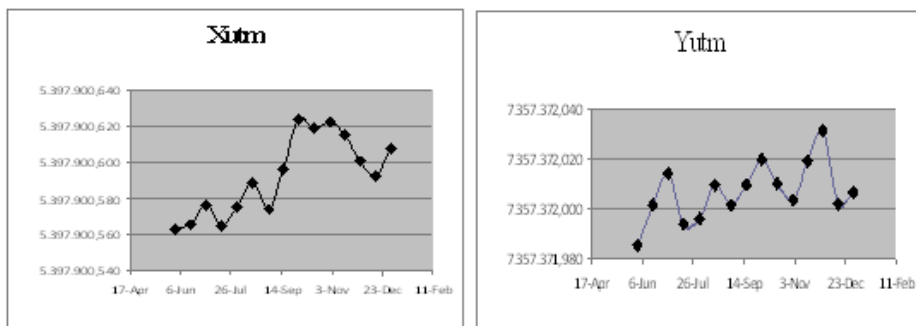


Figura 4.35. Gráficas que muestran el desplazamiento en las coordenadas X e Y de la estación de referencia FRON

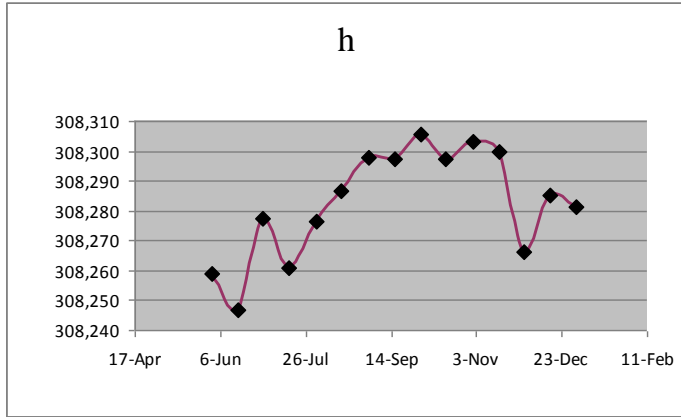


Figura 4.36. Gráfica que muestra el desplazamiento de la altura elipsoidal h de la estación de referencia FRON

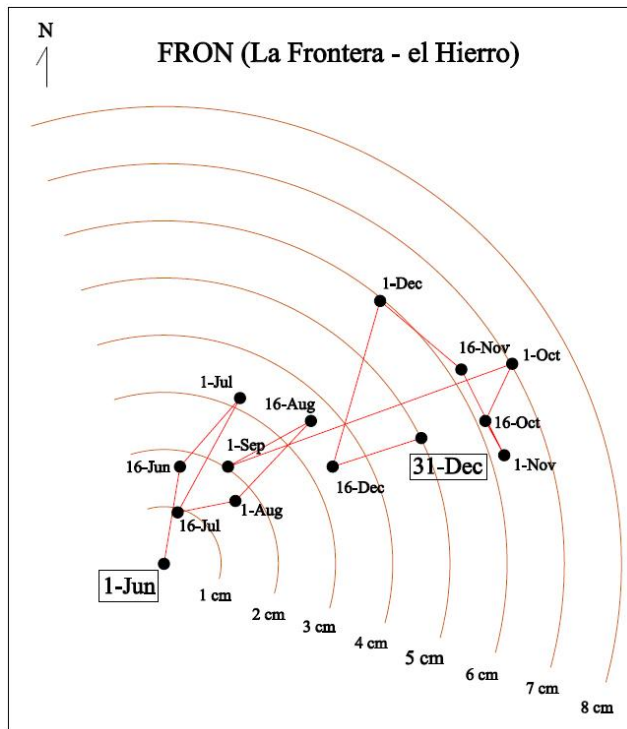


Figura 4.37. Desplazamiento horizontal de la estación FRON.

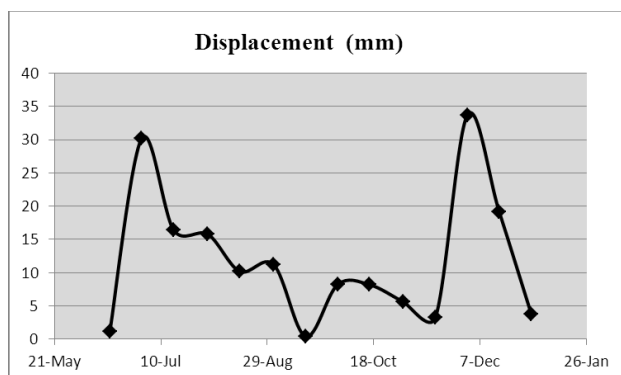


Figura 4.38. Evolución temporal de la altura elipsoidal en la estación FRON en valor absoluto, durante el periodo estudiado.

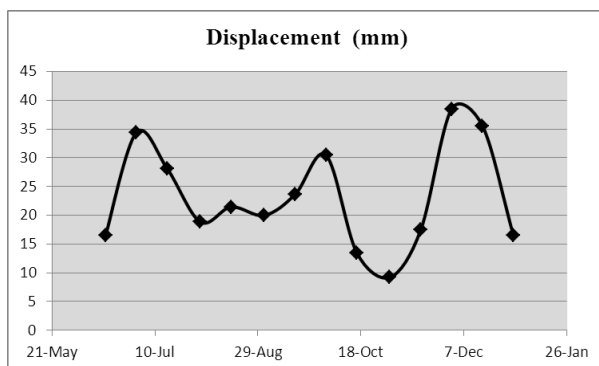


Figura 4.39. Evolución del desplazamiento en 3D en valor absoluto de la estación FRON a lo largo del periodo de estudio.

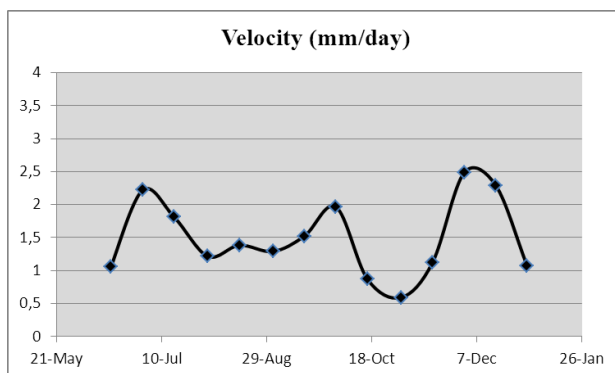


Figure 4.40. Evolución de la velocidad de la estación FRON durante el periodo estudiado.

En el resto de las estaciones no se detectó desplazamiento, lo que indica que sus coordenadas no fueron afectadas por la erupción del volcán. De hecho, después de comparar los resultados diarios, no se encontraron cambios significativos, pudiéndose usar como un marco prácticamente estable (Kuo *et al.*, 2002).

Los desplazamientos basados en datos tomados a lo largo de un día están afectados por todos los eventos que ocurren en ese día, sin embargo, tiene la ventaja de la alta precisión alcanzada (Kuo *et al.*, 2002).

4.4.4 *Discusión y conclusiones*

Del estudio de las coordenadas de la estación FRON durante el período estudiado, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- La erupción volcánica de El Hierro provocó desplazamientos del terreno que pudieron ser detectados por técnicas GNSS.
- El desplazamiento horizontal de la estación permanente durante el período de estudio, como se muestra en las Figuras 4.35 y 4.37., muestra un movimiento del terreno discontinuo, con avances y retrocesos en dirección noreste, siguiendo un azimut medio de $47^{\circ} 50'$. El avance total con el final de este período fue de 5 cm. Sin embargo, el desplazamiento de la estación alcanzó 7 cm, el 1 de octubre. Estos resultados son coherentes en magnitud y dirección con los obtenidos por Berrocoso (Berrocoso *et al.*, 2012).
- La evolución del desplazamiento vertical de la estación permanente, mostrado en las Figuras 4.36. y 4.38., nos indica que el terreno muestra una tendencia a la elevación como consecuencia de la erupción volcánica, sin embargo este abombamiento no es ni uniforme ni continuo, ya que a lo largo del estudio se producen elevaciones y descensos. La diferencia de elevación entre el inicio del estudio y el final es de 2 cm, aunque la amplitud máxima detectada es de 6 cm. Los resultados de este estudio corroboran el estudio llevado a cabo por IGN (Instituto Geográfico Nacional) a través de soluciones rápidas de órbita y el uso de datos de estaciones de referencia GNSS de servicios internacionales.
- El proceso para entender el abombamiento detectado puede ser el siguiente: La bolsa de magma, situada en el Manto y más ligera que el material circundante, asciende y choca con la base de la corteza oceánica, donde se acumula y expande en forma de cabeza de champiñón, en un fenómeno que se conoce como “*underplating*”. Este fenómeno puede ser debido al contraste de densidad existente entre el Manto y la corteza, de forma que el magma surgido en el Manto queda atrapado en la base de la corteza oceánica (discontinuidad de Mohorovičić), ya que ésta presenta una densidad similar o ligeramente inferior a la suya (Carracedo *et al.*, 2012). La subsiguiente presión ascendente del magma, abomba la corteza generando los sismos y provocando la hinchazón en la superficie de la isla, ver Figura

- 4.32., medida en el presente estudio. Sin embargo estudiando los datos obtenidos, se deduce que este abombamiento no es uniforme, ya que hay periodos de tiempo en los que se detectan subsidencias, para posteriormente volver a incrementar la cota, todo ello a diferentes velocidades, como se puede apreciar en las figuras 4.36. y 4.38.
- La deformación del terreno debido a la intrusión de magma volcánico es una señal importante de la inminencia de actividad eruptiva del volcán. Las técnicas GNSS son adecuadas para este propósito ya que permiten medir cambios en el tiempo de coordenadas tridimensionales en los puntos de monitorización (Janssen, 1997). Del día 16 de julio hasta el momento de la erupción, que se produce el 10 de octubre, se observa un aumento ininterrumpido de 4,5 cm en la altura de la estación de referencia FRON. Desde ese momento, y probablemente debido a la liberación de la presión acumulada, no se producen aumentos en la altura de la estación. Este hecho corrobora que la detección temprana de los abombamientos de zonas volcánicas puede ser considerada como un sólido precursor de una inminente erupción volcánica y las técnicas de GNSS son una herramienta útil para este propósito.

En la actualidad, este proceso está siendo estudiado en profundidad y esto llevó al IGN a implantar en julio de 2001 cuatro nuevas estaciones permanentes para monitorizar el fenómeno: HI01 (en el área de La Cumbre) y HI02, HI03 and HI04 (en el área de El Golfo). Y cinco más en septiembre de 2011: HI00 (Valverde), HI05 (Orchilla), HI08 (El Pinar), HI09 (La Restinga) y HI10 (Tacoron) (Berrocoso *et al.*, 2012).

4.5 Estudio de la subsidencia en Lorca, Murcia (España), mediante técnicas GNSS

4.5.1 Introducción

La subsidencia del terreno es un fenómeno geológico que implica el asentamiento de la superficie terrestre. Las causas pueden ser naturales o relacionadas con actividades humanas. Este fenómeno no suele ocasionar víctimas mortales, sin embargo los daños materiales producidos pueden llegar a ser enormes, sobre todo en zonas urbanas, afectando especialmente a todo tipo de construcciones apoyadas sobre el terreno que se deforma (Tomás *et al.*, 2009).

Con el fin de evitar posibles daños, el conocimiento de las áreas afectadas por subsidencia es de gran importancia, pero también lo es la determinación de las causas de esa subsidencia.

Estudios recientes, como los realizados por González, *et al.* en 2012, con el uso de técnicas de Radar de apertura sintética interferométrico (Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR,), demuestran que un área específica en Lorca tiene una tasa de hundimiento de unos 10 cm por año (González y Fernández, 2011).

El área de estudio se sitúa en el sudeste de la península Ibérica, en el entorno de la ciudad de Lorca, Murcia (ver Figura 4.41.). Es una vega muy fértil y durante las últimas décadas ha desarrollado un potente sector agrario, haciendo que la demanda de agua para sostener las explotaciones agrícolas haya crecido enormemente desde mediados de los años 60.

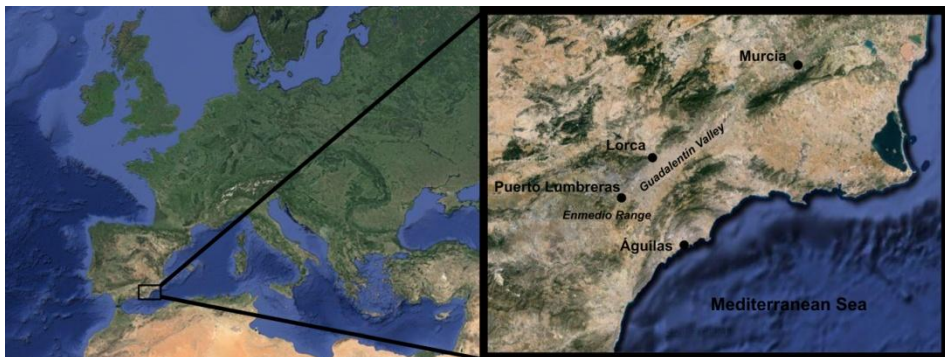


Figura 4.41. Situación de la zona estudiada. Mapa base de Google maps.

Estudios como el mencionado anteriormente de González *et al.*, atribuyen este fenómeno a la sobreexplotación del acuífero del Guadalentín. Sin embargo, ninguno de estos estudios analiza en profundidad la hidrogeología de la zona con sus variaciones piezométricas, ni la estacionalidad en la velocidad de la tasa de subsidencia

observada, elementos que a priori podrían apoyar o descartar que la sobreexplotación hídrica sea la causa de la subsidencia observada. Aunque el objetivo de este trabajo es el estudio de los movimientos verticales del terreno en los alrededores de la localidad de Lorca mediante técnicas GNSS desde septiembre del 2009 hasta septiembre del 2012, se estudia también su posible relación con la extracción de agua para riego del acuífero del Guadalentín.

4.5.2 Antecedentes

La subsidencia del terreno es el asentamiento de la superficie terrestre, se trata de un peligro natural que afecta a amplias zonas y que causa importantes daños económicos y alarma social. La subsidencia puede deberse a varias causas tales como la disolución de materiales en profundidad, la excavación de túneles o galerías de minas, la erosión profunda, la fluencia lateral del terreno, la compactación de los materiales del suelo o la actividad tectónica. Todas las causas mencionadas anteriormente se evidencian en el terreno como deformaciones verticales que pueden variar desde unos pocos milímetros a varios metros durante períodos que van desde minutos hasta años (Tomás *et al.* 2009). Según Tomás *et al.*, 2009, desde un punto de vista genético, se pueden describir dos tipos de subsidencia: endógena y exógena. La primera se refiere a los movimientos de la superficie de la tierra asociados a los procesos geológicos internos, como pliegues, fallas, volcanes, etc. La segunda se refiere a los procesos de deformación de superficie relacionados con la compactación natural o antropogénica del suelo. La subsidencia también se puede clasificar según los mecanismos de activación.

En un marco geodinámico global, la región de Murcia se encuentra dentro de la orogenia Bética (Cordilleras Béticas), que incluye el área española continental de contacto entre las placas tectónicas africana e ibérica. Esta zona no tiene ningún gran accidente capaz de absorber la presión de las dos placas. En cambio, la deformación producida por la convergencia de las placas se distribuye en una banda cuya dirección principal es EW y que tiene unos 400 kilómetros de ancho. Las medidas de los movimientos relativos entre las placas indican una velocidad de movimiento relativo en el centro de la Península Ibérica entre la placa Ibérica y la placa africana de 0,2 mm / año NO-SE (SISMIMUR, 2011). Esto sugiere que el 95% de la tasa de 4 mm / año de movimiento entre la placa ibérica y la placa africana es absorbida por la deformación de las Cordilleras Béticas, Mar de Alborán, Rif and Tell (SISMIMUR, 2011).

La cuenca del Lorca se encuentra al suroeste de la Región de Murcia, en la zona de contacto entre las zonas externas e internas de las Cordilleras Béticas. Se compone de doce formaciones neógenas marinas y continentales, agrupadas en cinco unidades tectónicas sedimentarias (STU). Las condiciones climáticas semiáridas se caracterizan por pequeñas cantidades de precipitación (180-400mm/año) y una temperatura media de entre 12 y 18 ° C (Confederación Hidrográfica del Segura, 1998). El

río Guadalentín drena la parte occidental de la gran depresión que se caracteriza por un fondo de valle casi plano con una serie de abanicos aluviales bien desarrollados. Los bordes de cuenca se controlan principalmente por las grandes fallas de desgarre y tienen asociada actividad hidrotermal (González *et al.*, 2011).

El acuífero del Valle de Guadalentín se extiende sobre un área de 740km² entre la Cordillera de Enmedio y su confluencia con el río Segura. Hidro-geológicamente, el basamento del acuífero se compone de varios complejos metamórficos paleozoicos relativamente impermeables cubiertos por conglomerados permeables del Mioceno y/o series de calcarenitas. La parte superior de la sucesión comprende conglomerados de compresión, arenas, limos y arcillas Plioceno-Cuaternarios de baja permeabilidad (Cerón *et al.*, 1996).

En la actualidad, la Confederación Hidrográfica del Segura considera que el acuífero Guadalentín consiste en dos acuíferos principales, el acuífero del Alto Guadalentín y el acuífero del Bajo Guadalentín. La Confederación considera actualmente la línea límite noreste más al norte que la definida en 1975 por el Instituto Geológico y Minero de España (Instituto Geológico y Minero de España, 1975). Ambas líneas se muestran en la Figura 4.42. La Confederación Hidrográfica del Segura ha elaborado una serie de informes titulados " Caracterización adicional de las masas de agua subterránea en riesgo de no cumplir los objetivos medioambientales en 2015" (Confederación Hidrográfica del Segura de 2013 (1)). En el informe sobre el acuífero Alto Guadalentín afirman que la frontera norte, con el acuífero multicapa del Bajo Guadalentín es "cerrada", lo que obviamente significa que no puede haber una transferencia de agua entre los acuíferos del Alto Guadalentín y del Bajo Guadalentín.

En el documento "Anexo B. Fichas de los temas importantes", la mencionada Confederación Hidrográfica del Segura afirma que los dos acuíferos están sobreexplotados (Confederación Hidrográfica del Segura de 2013 (2)), teniendo en cuenta el límite que se trasladó en 1975, como se muestra en la Figura 4.42.

Los estudios realizados por González y Fernández, 2012 muestran una subsidencia de aproximadamente 1,5 m en 15 años, con tasas de hundimiento que alcanzan valores máximos que van de 6 a 15 centímetros por año, como se puede observar en las Figuras 4.42 y 4.52. Esto hace que sea una de las zonas con la tasa de hundimiento más rápido del mundo, por no mencionar que es el área más grande de Europa con una tasa tan alta (aproximadamente 690 kilómetros cuadrados).

En base a estas consideraciones generales, se hace necesario un estudio hidrogeológico de la zona para determinar la causa de la subsidencia observada.

4.5.3 Datos y metodología

4.5.3.1 Datos de acuíferos

Según el informe denominado Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Baja del Segura (Instituto Geológico y Minero de 1975), el acuífero del Valle de Guadalentín, en realidad consta de cuatro acuíferos independientes, incluyendo un acuífero kárstico calizo-dolomítico con presencia frecuente de gases (con una elevación de aproximadamente 250 m.) situado fuera de la zona en la que se ha detectado la subsidencia, y que no se muestra en la Figura 4.43. La Figura 4.43 muestra los tres acuíferos independientes ubicados en el área de estudio.

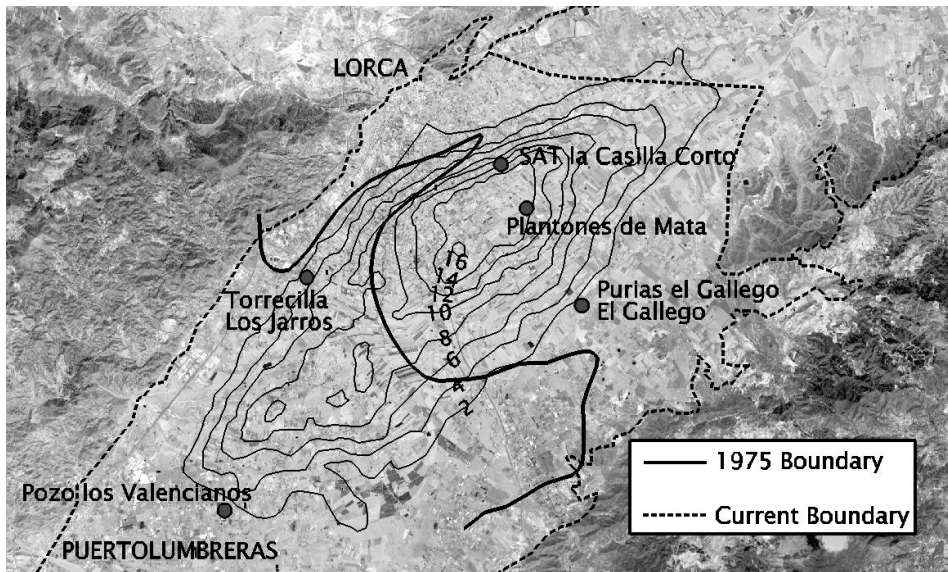


Figura 4.42. Situación de las líneas límite entre el acuífero del Alto Guadalentín y el acuífero del Bajo Guadalentín, línea límite actual y línea límite definida en 1975 por el Instituto Geológico y Minero de España (Instituto Geológico y Minero de España, 1975). Situación de los piezómetros estudiados. El curvado representa la tasa de hundimiento anual, en centímetros, detectada por González y Fernández, 2012 usando técnicas de interferometría de radar de satélite multitemporales. Bases imagen espacial: CNES / Spot Image, Digital Globe, Geo Eye, Instituto Andaluz de Cartografía, 2013

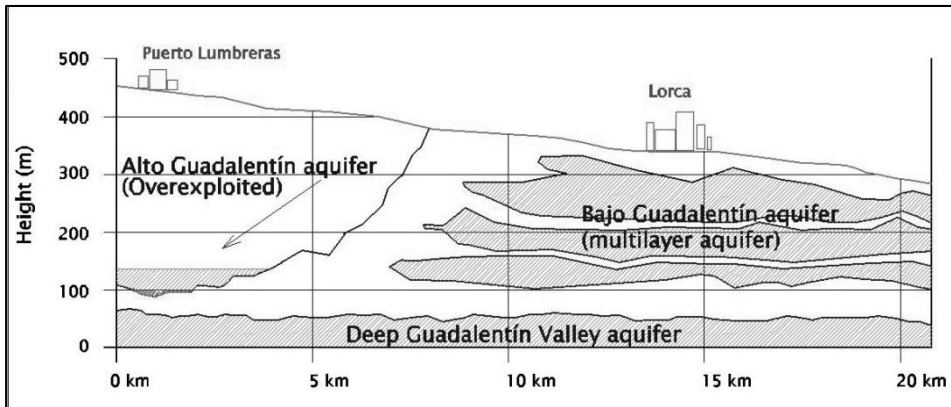


Figura 4.43. Perfil hidrogeológico longitudinal del Valle del Guadalentín, entre Lorca y Puerto Lumbreras, según los estudios geofísicos realizados en los años 70 por el IGME (Instituto Geológico y Minero de España). Estos estudios han sido confirmados por recientes sondeos profundos.

4.5.3.1.1 Acuífero del Bajo Guadalentín

En el acuífero del Bajo Guadalentín se pueden encontrar varias secciones permeables con niveles de agua subterránea independientes.

El acuífero del Bajo Guadalentín, conocido como acuífero multicapa del Valle del Guadalentín, se extiende desde Lorca a Murcia, la línea divisoria entre el Bajo Guadalentín y el Alto Guadalentín se considera casi coincidente con la carretera Lorca-Vado (Instituto Geológico y Minero de España, 1975). Las Figuras 4.44, 4.45, 4.46 y 4.47 ilustran la evolución de los niveles de agua subterránea del acuífero en los últimos años.

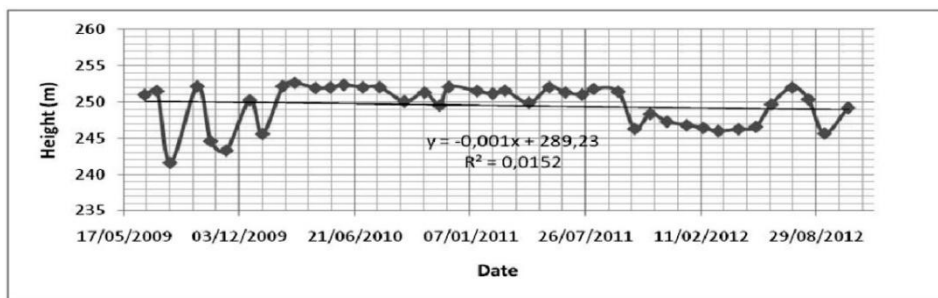


Figura 4.44. Gráfica de la evolución piezométrica del pozo Sat La Casilla Corto, localizado 3,5 km. al sureste de Lorca. Elaborada a partir de datos del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.

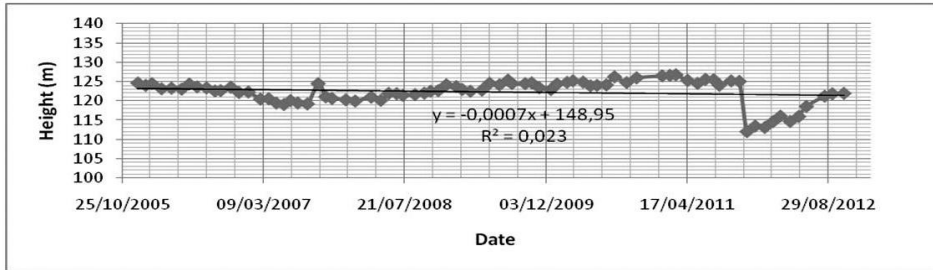


Figura 4.45. Gráfica que muestra la evolución piezométrica del pozo Plantones de Mata, ubicado a 4,1 kilómetros al sureste de Lorca. Elaborada a partir de datos del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.

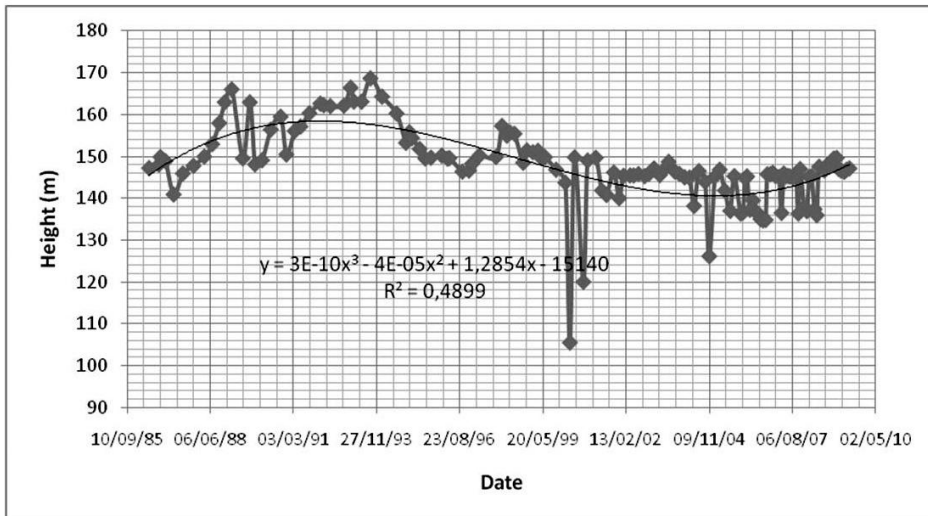


Figura 4.46. Gráfica que muestra la evolución piezométrica del pozo Purias El Gallego, ubicado a 7 kilómetros al sureste de Lorca. Elaborada a partir de datos del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.

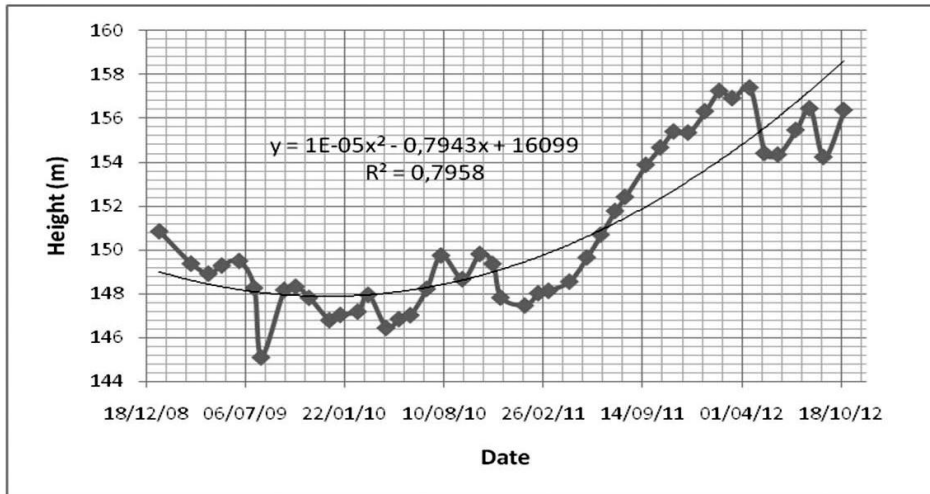


Figura 4.47. Gráfica que muestra la evolución piezométrica del pozo El Gallego, ubicado a 7 kilómetros al sureste de Lorca. Elaborada a partir de datos del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.

4.5.3.1.2 Acuífero del Alto Guadalentín

El acuífero del Alto Guadalentín en el área de estudio es como sigue: Una barrera natural de arcillas margosas que separa la cuenca sedimentaria de Puerto Lumberras. Hasta llegar a una profundidad de 200-250m, la parte superior de la cuenca se compone principalmente de grava y arena gruesa, posiblemente transportada desde las ramblas del norte en Torrecilla, Béjar y Nogalte. Históricamente, la producción de agua en la base ha sido alta. Los primeros pozos fueron perforados a finales de los años 50, dando caudales superiores a 100 litros por segundo a poca profundidad. Sin embargo, debido a la impermeabilidad de los bordes laterales, la recarga y la conexión con el resto del valle era imposible. La sobreexplotación se hizo inevitable y el número de pozos en el área creció en las décadas siguientes, lo que llevó a que la extracción de agua superó la recarga del acuífero.

A partir de los niveles de agua subterránea estudiados, se puede decir que el del Alto Guadalentín es el único acuífero sobreexplotado. Consiste en una pequeña cuenca detrítica que ocupa sólo el 15% del valle, situado al lado de Puerto Lumberras. Los gráficos de evolución piezométrica, como se muestra en las Figuras 4.48. y 4.49., indican que el acuífero está sobreexplotado.

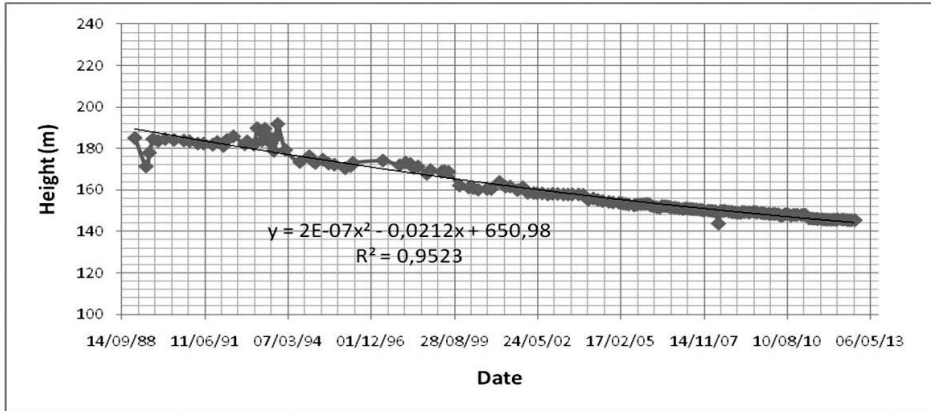


Figura 4.48. Gráfica que muestra la evolución piezométrica del pozo Los Valencianos, ubicado a 3 km al suroeste de Lorca. Elaborada a partir de datos del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.

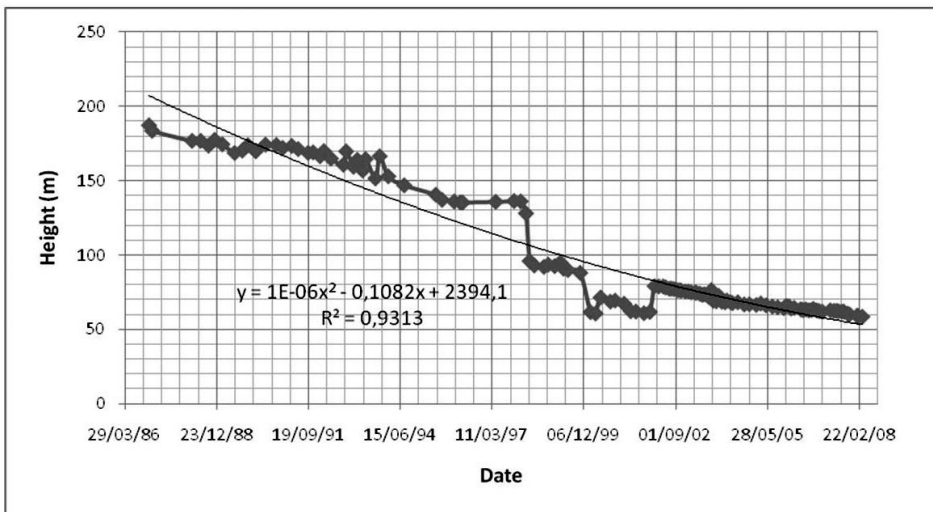


Figura 4.49. Gráfica que muestra la evolución piezométrica del pozo Los Jarros, ubicado a 3 km al suroeste de Lorca. Elaborada a partir de datos del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.

4.5.3.1.3 Acuífero profundo del Valle del Guadalentín

El acuífero Profundo del Valle del Guadalentín se encuentra por debajo de los anteriores, a una altitud de alrededor de 50-60m. Varios sondeos realizados por la Confederación Hidrográfica del Segura evidencian la existencia de este acuífero

profundo, como los estudios realizados por José María Montes y Francisco Turrión Peláez (Turrión Peláez, 2012). Como se muestra en la Figura 4.50., no se trata de un acuífero sobreexplotado, y sus niveles incluso muestran una tendencia creciente.

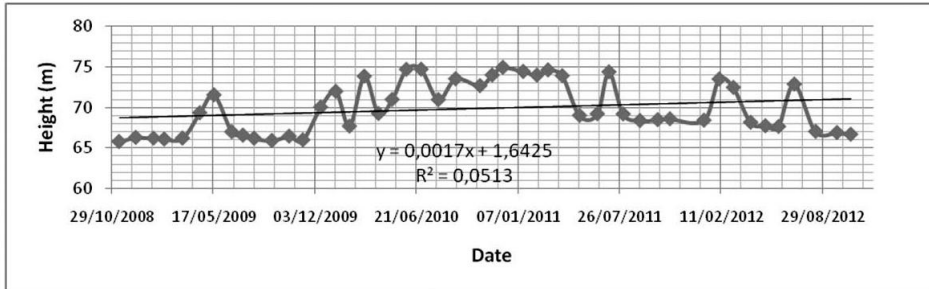


Figura 4.50. Gráfica que muestra la evolución piezométrica del pozo Torrecilla, situado a 2.5km al sureste de Lorca. Elaborada a partir de datos del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Gobierno de España.

4.5.3.2 GNSS

Al igual que en el caso de muchas otras áreas, la ciencia del control de deformaciones ha entrado en una nueva era debido al desarrollo de las tecnologías espaciales para medir el movimiento de la superficie de la corteza terrestre.

Las redes geodésicas se utilizan para diferentes tipos de trabajos topográficos y geodésicos. Un ejemplo de ello son los estudios geodinámicos, que utilizan los cambios en la posición de las estaciones permanentes GNSS en un período determinado de tiempo, para entender las características de los movimientos producidos (Özyasar *et al.*, 2011). En lo referente a este estudio, las técnicas de GNSS se han utilizado para cuantificar el desplazamiento vertical, en su caso, de la zona afectada por el proceso de subsidencia. La fiabilidad de la detección de movimiento de las estaciones permanentes depende fundamentalmente de la realización de una red de monitoreo estable en torno a las estaciones (Dogani *et al.*, 2013). Por lo tanto, para este estudio, se constriñeron las coordenadas de las estaciones permanentes del Instituto Geográfico Nacional de España (IGN), ya que no se consideran afectadas por el fenómeno en estudio. Además de las mencionadas estaciones, se procesaron datos de estaciones permanentes GNSS de otros organismos regionales para obtener el resto de la más información.

4.5.3.3 Datos de entrada

A efectos de cálculo, se procesaron los datos de cuatro agencias que ofrecen datos de estaciones permanentes GNSS, el criterio para la selección de las estaciones fue la disponibilidad de datos. Para que una estación permanente sea incluida en la red

de organismo oficial, se deben cumplir algunos requisitos, como son: horizonte despejado, en los alrededores de la antena no debe haber ningún objeto que pueda interferir con las señales GPS o producir multicamino. Además, el sitio debe ser geológicamente estable, la antena se debe montar en una estructura rígida y duradera y el sitio debe estar libre de interferencias electromagnéticas. La tabla 4.6. muestra la lista de las estaciones utilizadas y algunas de sus características.

ESTACIÓN	ORGANISMO	SITUACIÓN	INSTALACIÓN Y ESTRUCTURA
ALAC	IGN	Alicante	Hexaedro de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 3 m de altura.
ALME	IGN	Almería	Hexaedro de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 3 m de altura.
COBA	IGN	Córdoba	Bloque de hormigón armado sobre edificio.
MALA	IGN	Málaga	Hexaedro de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 3 m de altura.
SONS	IGN	Sonseca	Hexaedro de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 3 m de altura.
TERU	IGN	Teruel	Pilar de hormigón armado de 3 m de altura.
YEBE	IGN	Yebes	Pilar de hormigón armado de 1.2 m de altura sobre edificio.
VALE	IGN	Valencia	Hexaedro de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 3 m de altura.
ALCA	REGAM	Los Alcázares	Cubo de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 2 m de altura.
CARA	REGAM	Caravaca	Cubo de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 2 m de altura.
LORC	REGAM	Lorca	Cubo de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 2 m de altura.
MAZA	REGAM	Mazarrón	Cubo de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 2 m de altura.
MORA	REGAM	Moratalla	Reinforced concrete cube on building, metal tower 2 m height.

MULA	REGAM	Mula	Cubo de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 2 m de altura.
CRVC	MERISTE-MUM	Caravaca	Cubo de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 1.5 m de altura.
LORC	MERISTE-MUM	Lorca	Cubo de hormigón armado sobre edificio.
MURC	MERISTE-MUM	Murcia	Cubo de hormigón armado sobre edificio, torre de metal de 1 m de altura.
CAAL	RAP	Calar Alto	Soporte metálico cilíndrico de 1,80 m. de altura y 0,09 m de diámetro en pilar geodésico construido sobre roca.
HUOV	RAP	Huercal-Overa	Soporte metálico cilíndrico de 0.5 m. de altura y 0,09 m de diámetro y fijado a un pilar del edificio, en la terraza.
PALC	RAP	Pozo Alcón	Soporte metálico cilíndrico de 1.2 m. de altura y 0,09 m de diámetro y fijado por abrazaderas y soportes a una columna y una viga de la terraza del edificio.
VIAR	RAP	Villanueva Arzobispo	Soporte metálico cilíndrico de 0.5 m. de altura y 0,09 m de diámetro y fijado a un pilar del edificio, en la terraza.

Tabla 4.6.. Lista de las estaciones utilizadas.

La distribución de las estaciones utilizadas se puede ver en la Figura 4.51. De las estaciones anteriores, las que pertenecen a IGN fueron tomadas como referencia, excluyendo ALME y ALAC.

Las agencias mencionadas proporcionaron datos de observación GPS cada 30 segundos, para este estudio se utilizaron los archivos RINEX y las coordenadas aproximadas de las estaciones que proporcionan estos organismos.

Como se ha mencionado anteriormente, hay dos estaciones permanentes cerca de Lorca, la estación incluida en la red REGAM está situada en el suroeste de la ciudad de Lorca y la estación incluida en la red MERISTEMUM está situada a 2.4 km de la anterior, en las afueras de la ciudad. La ubicación de las estaciones se muestra en la Figura 4.52.

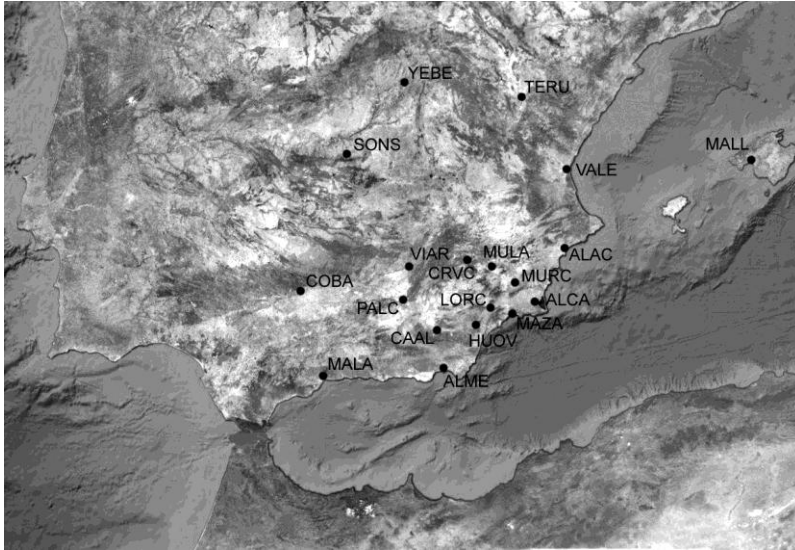


Figura 4.51. Estaciones permanentes GNSS utilizadas en el proceso de cálculo. Base imagen espacial: TerraMetrics de 2013.

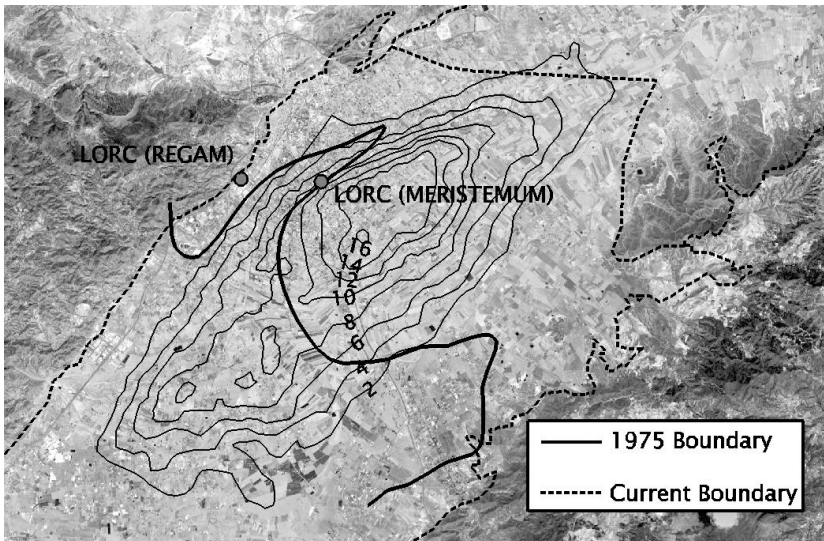


Figura 4.52. Situación de las estaciones permanentes GNSS cerca de Lorca y línea límite entre el acuífero del Alto Guadalentín y el acuífero del Bajo Guadalentín. El curvado representa la tasa de hundimiento anual en cm, detectada por González y Fernández, 2012 usando técnicas de interferometría de radar de satélite multitemporales.

4.5.3.4 Ventana temporal

La ventana temporal de los datos de la estación de Lorca REGAM utilizados se extiende del 22 de octubre del 2009, cuando la estación comenzó a ser operativa, hasta febrero, 10 de 2011, cuando la estación dejó de funcionar. Los datos tomados de la estación Lorca MERISTEMUM son desde el 21 de abril de 2011, cuando la estación comenzó a ser operativo, al 27 de octubre de 2012. Aunque Blewitt y Lavallée recomiendan que se adopte un periodo de 2.5 años como conjunto de datos mínimos estándar para que pueda haber una correcta interpretación tectónica (Blewitt y Lavallée, 2002), se han utilizado todos los datos disponibles y los resultados obtenidos para el período elegido se considera que son correctos, ya que son consistentes con los resultados anteriores de González y Fernández en 2012, obtenidos mediante el uso de técnicas de interferometría de radar de satélite multitemporales. Se procesó un día completo una vez por semana, el número de posiciones calculadas fue de 141.

4.5.3.5 Procesamiento de los datos

El proceso de cálculo se llevó a cabo con el software Bernese 5.0., desarrollado por la Universidad de Berna, que nos permite compensar las redes GNSS con gran precisión y control.

Además de los archivos de observación de estaciones permanentes, se obtuvieron del Centro para la determinación de Órbitas de Europa (CODE) otros datos necesarios para el cálculo y compensación de la red, incluyendo los siguientes: correcciones ionosféricas, parámetros de orientación de la Tierra y velocidades de las estaciones. Las órbitas precisas de los satélites de se obtuvieron del Servicio GNSS Internacional (IGS). Datos de cargas oceánicas se obtuvieron del Observatorio Espacial de Onsala.

Se realizó una compensación inicial como red libre para detectar errores groseros y seguidamente se constriñeron las coordenadas de las estaciones que forman el marco de referencia.

A efectos de compensación, se escogió la combinación libre de ionosfera y el modelo troposférico de Hopfield. Se consideraron las órbitas precisas, los parámetros ionosféricos, los parámetros de desplazamiento del polo, las correcciones de sesgos instrumentales Code-Bias y las correcciones por mareas.

Las coordenadas de las estaciones calculadas para cada día, una vez por semana, se obtuvieron en el marco de referencia geodésico ETRS89 y en el sistema de coordenadas UTM.

4.5.3.6 Resultados

Al comparar varios grupos de coordenadas de la misma estación, calculados en diferentes momentos, los cambios en estas coordenadas tridimensionales se pueden usar para cuantificar el movimiento de la superficie y la velocidad (Chang, 2000).

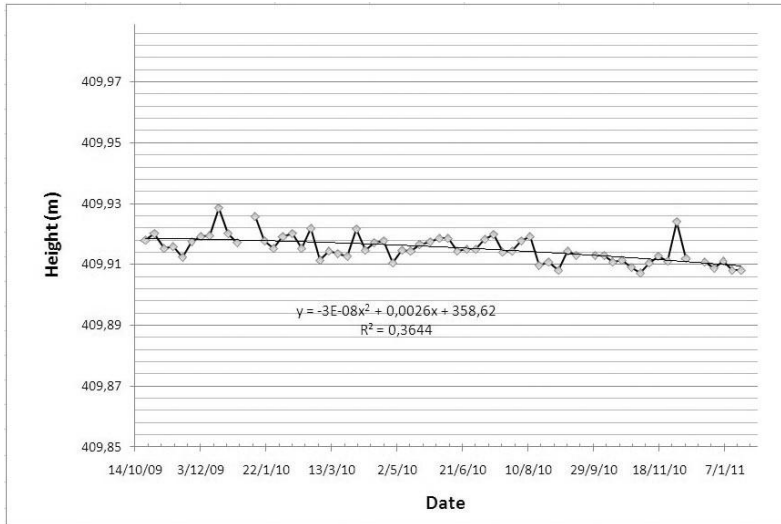


Figura 4.53. Variación en altitud en la estación LORC (REGAM) durante el período estudiado

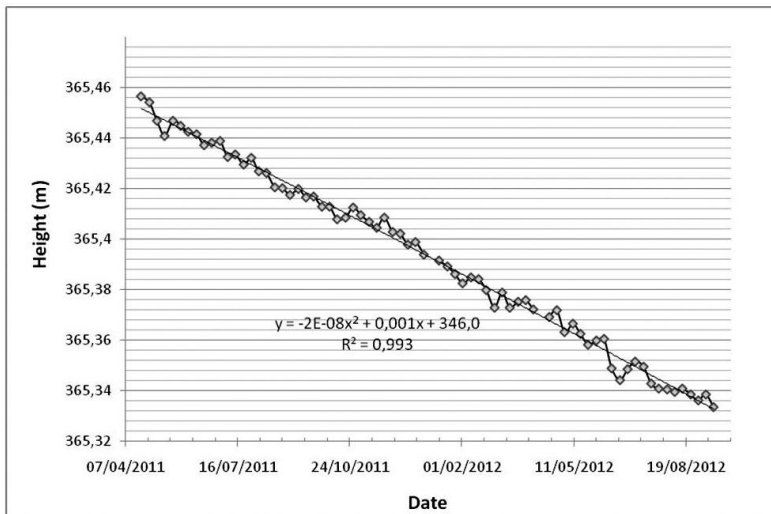


Figura 4.54. Variación en altitud en la estación LORC (MERISTEMUM) durante el período estudiado

Las Figuras 4.53. y 4.54. muestran las variaciones en altitud en las estaciones de Lorca.

4.5.4 Observaciones de campo

En marzo de 2013, se visitó el área de estudio para comprobar la estabilidad de las estaciones permanentes GNSS, además, se encontraron varios casos de piping en el área de subsidencia, como se muestra en la Figura 4.55.

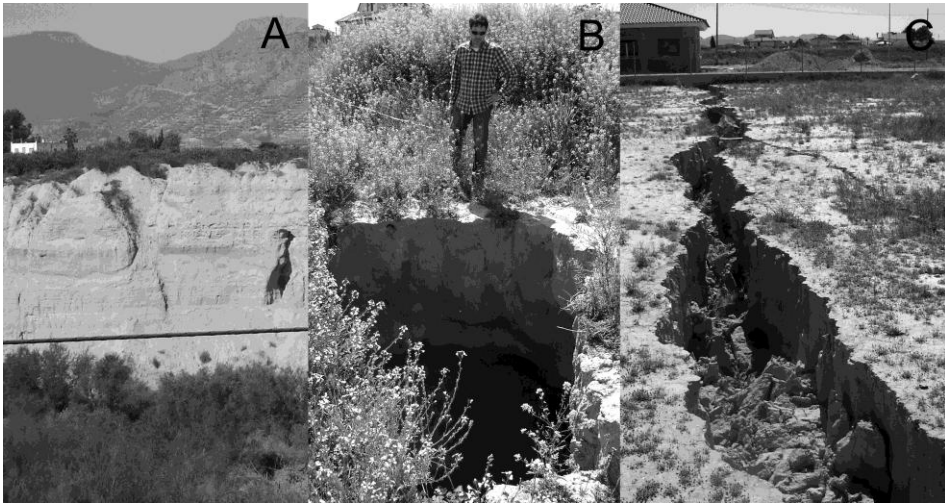


Figura 4.55. Fenómenos de piping observados en el área de subsidencia. A: fotografía tomada cerca de Santa Gertrudis (ver Figura 4.52). B: fotografía tomada cerca de la estación de Puerto Lumbreras (ver Figura 4.52). C: Fotografía tomada cerca de la estación de Puerto Lumbreras.

4.5.5 Discusión y conclusiones

A partir del estudio de las coordenadas obtenidas para cada estación permanente GNSS durante el periodo calculado, se ha detectado una tendencia hacia la subsidencia, como muestra la altura de las dos estaciones de Lorca en las Figuras 4.53. y 4.54. En concreto, se detectó una tasa de hundimiento de 0.80cm/año en la estación de LORC (REGAM) y se calculó una tasa de hundimiento de 8.64cm/año para la estación LORC (MERISTEMUM).

Las expresiones empíricas calculadas para las variaciones temporales de altura, respectivamente, fueron las ecuaciones (1) y (2).

$$h = -1E-08 t^2 + 0.1896 t + 388.4 \quad (1)$$

$$h = -2E-08 t^2 + 0.0010 t + 346.0 \quad (2)$$

donde "h" es la altura y "t" es el tiempo.

La tasa de subsidencia detectada es consistente, en magnitud y posición, con los valores calculados utilizando técnicas de interferometría radar diferencial en el estudio llevado a cabo por González y Fernández (González *et al.*, 2011), que se muestran en las Figuras 4.42. y 4.52.

Como resultado de este estudio y teniendo en consideración el estudio realizado por González y Fernández, se puede concluir que la subsidencia en Lorca es un hecho. Sin embargo, la causa de esta subsidencia está poco clara.

De acuerdo con estudios realizados por González y Fernández, la causa de la subsidencia es la extracción de agua (González *et al.*, 2011.), sin embargo, como se ha demostrado, no hay sobreexplotación de todos los pozos en el área en la cual se detecta subsidencia.

Como se muestra en las Figuras 4.42. y 4.52., la zona de subsidencia se encuentra entre los acuíferos del Alto Guadalentín y Bajo Guadalentín, según la línea límite del Instituto Geológico y Minero de España (Instituto Geológico y Minero de España, 1975), la línea de límite oficial está actualmente situada más al norte, como se muestra en las Figuras 4.42. y 4.52.

La línea límite entre los acuíferos del Alto Guadalentín y Bajo Guadalentín se colocó en 1975, como una línea cóncava que une Lorca con Vado, véase la Figura 4.52, esta línea límite se deduce de estudios geofísicos y es consistente con los estudios piezométricos que se han mostrado. Más tarde, en 1987, cuando se redactó la declaración de sobreexplotación de los acuíferos, la línea límite se trasladó hacia el norte, pero este cambio no está científicamente justificado (Instituto Geológico y Minero de España, 1987). Teniendo en cuenta la línea límite de 1975 y los datos piezométricos, el acuífero del Alto Guadalentín es el único sobreexplotado. El acuífero del Alto Guadalentín ocupa sólo el 39% de la zona en la que se detecta la subsidencia, y el área con la mayor tasa de hundimiento no se encuentra por encima del mismo.

Otra razón para cuestionar la sobreexplotación como causa de la subsidencia, es la presencia de una barrera impermeable entre el acuífero de Alto Guadalentín y el acuífero del Bajo Guadalentín, lo demuestran los estudios geofísicos mencionados del Instituto Geológico y Minero de España. Esta barrera se debería reflejar en el curvado de tasa de hundimiento, sobre todo teniendo en cuenta que se trata de una barrera entre dos zonas con diferente comportamiento hidrogeológico, el acuífero del Alto Guadalentín es una pequeña cuenca detrítica y el acuífero del Bajo Guadalentín tiene varias secciones permeables con niveles de aguas subterráneas independientes.

Por lo tanto, se debe buscar otra razón para justificar la subsidencia observada.

Una explicación para el fenómeno observado puede estar relacionada con los procesos de piping asociados con el gran número de pozos (la mayoría de ellos ilegales y abandonados) en la zona afectada por la subsidencia, en los que el agua está decantando continuamente sedimentos de la parte superior a la inferior del acuífero. Este fenómeno se ha documentado en el área de estudio (véase la Figura 4.55. A (<http://www.youtube.com/watch?v=3uBBly8LhOA>)). Sin embargo, teniendo en cuenta la magnitud de la subsidencia observada, el volumen de material desplazado debería ser muy alto, y por lo tanto la subsidencia no puede atribuirse únicamente a fenómenos de piping. Por lo tanto, se deben buscar causas adicionales para explicar la subsidencia encontrada.

Otra explicación para la subsidencia observada podría estar relacionada con la configuración tectónica del basamento metamórfico paleozoico. De acuerdo con los estudios geofísicos y perforaciones profundas, el Alto Guadalentín tiene una estructura de graben; un horst tectónico se puede observar dentro de la zona hundida, que está delimitada por fallas N 60 E, el horst está interrumpido y desplazado lateralmente por otras fallas N 120 E, que tienen un desgarro dextral predominante (el bloque oriental se mueve al sur y el occidental al norte). Se han detectado fallas normales con rumbo N 150-170 E cruzando el horst. (Rodríguez Estrella *et al.*, 1996).

Durante la visita a la zona, se observó una grieta kilométrica absolutamente lineal, la grieta tenía una anchura de 0,5 a 3 m, una profundidad de 1-5 m y una dirección de N 160 E, que coincide con la falla normal descrita por Rodríguez Estrella *et al.* en el año 1987. Esta grieta evidencia la existencia de distensión neotectónica en el área de estudio. Rodríguez Estrella *et al.* señaló que se ha producido esta actividad distensiva desde el Mioceno Tardío.

La actividad distensiva, asociada con los esfuerzos orogénicos de dirección casi NS, podría ser la causa de la subsidencia. Además, este mecanismo tectónico explica la intensa actividad de piping observada en el área de estudio.

Como conclusión final, es necesario llevar a cabo un estudio multidisciplinario más a fondo de este fenómeno con el fin de determinar las causas y el alcance de la subsidencia, ya que podría implicar un peligro potencial para el área, pudiéndose producir derrumbes de tierra y grietas en la zona afectada (véase la Figura 4.55. B y C).

4.6 Estudio básico de los desplazamientos de las fallas activas en la cordillera Bética oriental, mediante técnicas GNSS

4.6.1 Introducción

El uso de GNSS para monitorizar de forma continua deformaciones en la corteza terrestre implica una infraestructura de redes fijas de receptores, tomando datos GNSS las 24 horas del día (Bock, 1991). Es una práctica habitual la realización de mediciones geodésicas para detectar deformaciones intersísmicas y cosísmicas. En la mayoría de los casos, estos estudios se han realizado en fallas activas y potencialmente activas con tasas altas o muy altas de actividad.

En los últimos años, los estudios geofísicos y geológicos de las Cordilleras Béticas se han centrado en el reconocimiento de las estructuras tectónicamente activas y las áreas sísmicas. Como resultado de las investigaciones geofísicas (incluyendo sismicidad, tomografía sísmica, perfiles sísmicos de reflexión profunda, gravedad y magnetismo), se ha llegado a la conclusión de que algunos de los elementos más activos de la zona, están relacionados con la subducción de la corteza continental del Macizo Ibérico por debajo de las Cordilleras Béticas (Morales *et al.*, 1999). Además, en el sector central de la cordillera, se ha detectado un contacto de desprendimiento de entre 10 y 15 km de profundidad (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997; Ruano *et al.*, 2004), se considera que es la base sismogénica de la corteza (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2007).

La reciente y la actual convergencia NW-SE (De Mets *et al.* 1990) produce el desarrollo simultáneo de grandes pliegues y fallas, que continúa activo hasta la actualidad (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2003). Uno de los sectores con más intensa actividad tectónica en esta región se encuentra en zona interna de la parte central, en las Cordilleras Béticas. El levantamiento de las cordilleras se relaciona principalmente con el desarrollo de pliegues en este contexto regional compresivo (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Sin embargo, las fallas más abundantes reconocidas en la superficie a lo largo de la parte central de la Cordillera muestran un deslizamiento normal, a veces con componentes dextrales o sinistralas (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2007).

En el presente estudio se pretende determinar la dinámica de las fallas activas de la cordillera bética oriental mediante la red de estaciones permanentes dependientes de cuatro organismos públicos estatales: Instituto Geográfico Nacional (IGN), Infraestructura de datos espaciales de referencia de la Región de Murcia (REGAM), Consejería de Industria y Medio Ambiente de la Región de Murcia (MERISTEMUM) y Red Andaluza de Posicionamiento (RAP). Se han utilizado datos desde el momento en que se instalaron las redes, en octubre de 2009, hasta octubre de 2012.

4.6.2 Marco geoestructural

La Cordillera Bética se sitúa en el extremo más occidental del cinturón orogénico alpino, adosada al borde Sur de la subplaca Ibérica (ver Figura 4.56.). La evolución geodinámica de esta subplaca ha sido bastante compleja durante los últimos 200 millones de años debido a su posición intermedia entre las dos grandes placas Euroasiática y Africana, así como por su relativa independencia cinemática en determinadas etapas. Durante el Jurásico y gran parte del Cretácico se produjo un movimiento relativo de carácter transcurrente entre las placas Africana y Euroasiática asociado a los procesos de apertura, primero del Atlántico Sur, y luego del Atlántico Norte. Durante esta etapa la microplaca ibérica presenta una cinemática individualizada respecto a la de las dos grandes placas que separa, sufriendo procesos de rotación (Le Pichon *et al.*, 1970, Choukroune *et al.*, 1973). Durante el Terciario este movimiento transcurrente relativo se frena de modo que durante los últimos 9 millones de años (Mioceno superior-actualidad) la subplaca Ibérica ha estado sometida al proceso de convergencia entre las placas Africana y Euroasiática (Dewey, 1988).

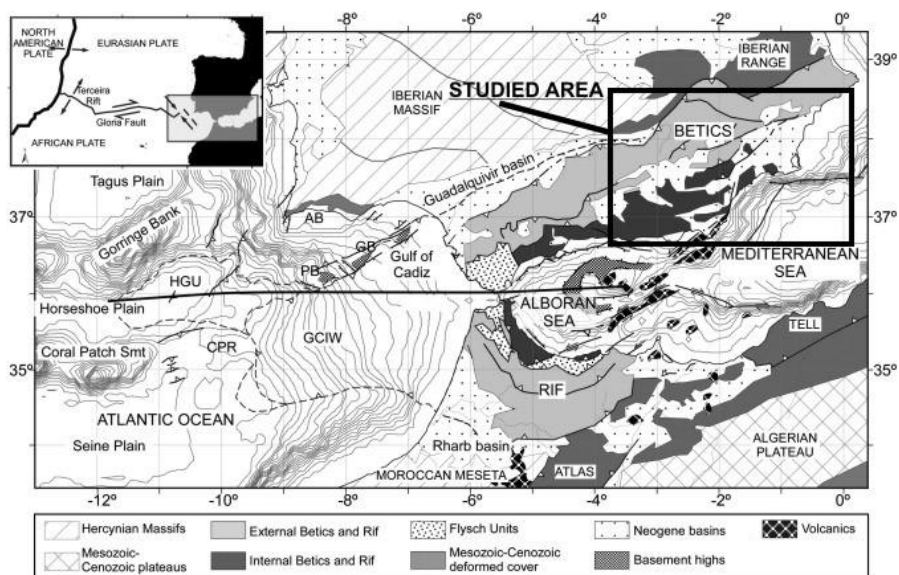


Figura 4.56. Principales elementos de los límites de placas y la cinemática de las placas tectónicas. AB: Cuenca del Algarve, PB: Margen de Portimao, GB: Margen del Guadalquivir, CPR: Coral Patch Ridge, GCIW: Gulf of Cadiz Imbricate Wedge, HGU: Horseshoe Gravitational Unit.

Modificado de Iribarren *et al.*, 2007

Como consecuencia de esta convergencia se generan las cordilleras que configuran el Orógeno Alpino. Mckenzie (1972), utilizando datos de los océanos circundantes, y analizando los mecanismos focales de la sismicidad, describe esa convergencia

entre Eurasia y África deduciendo una rotación horaria en la dirección de convergencia y un aumento en el valor absoluto de la misma hacia el este. Dicha convergencia está controlada por la actividad de grandes fallas transformantes de dirección próxima a E-O que conectan la dorsal centro-oceánica con la zona de Gibraltar, fundamentalmente las fallas Gloria y Azores-Gibraltar (Argus *et al.*, 1989).

La dirección de convergencia gira, desde la zona de Gibraltar hacia el mediterráneo central, cambiando de orientación desde NO-SE a NNO-SSE. Al mismo tiempo que se produce este proceso de convergencia se genera un proceso distensivo entre las placas Ibérica y Africana que da lugar a la formación de la cuenca de Alborán y el golfo de Valencia (Vegas, 1985 y Sanz de Galdeano, 1990).

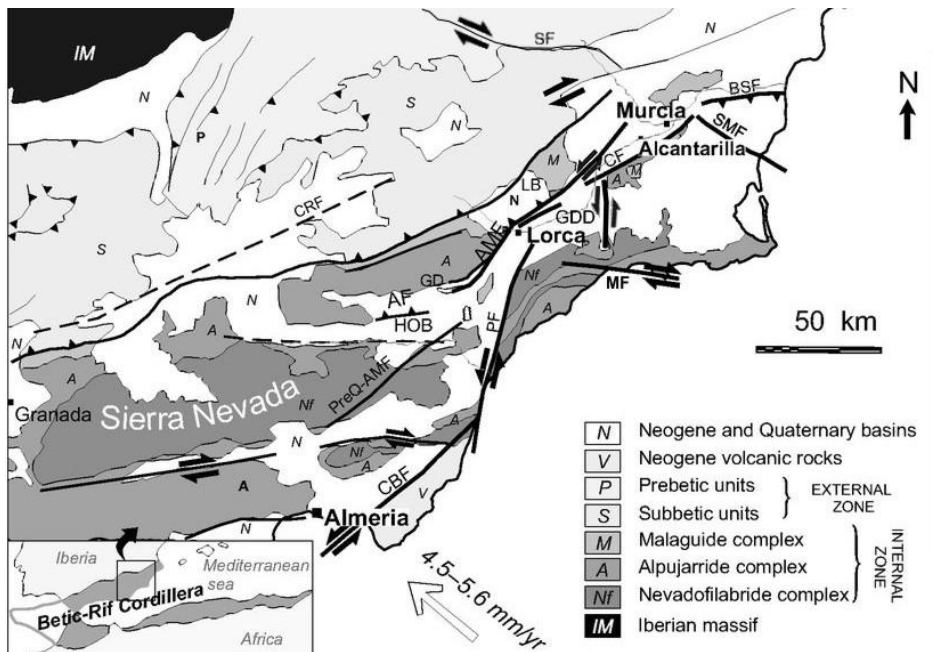


Figura 4.57. Mapa de las principales fallas situadas en la zona analizada, que son: CRF: falla de Crevillente, BSF: Falla del Bajo Segura, CF: Falla Carrascoy, AMF: Falla de Alhama de Murcia, PF: Falla de Palomares, CBF: Falla de Carboneras MF: falla Moreras y AF: Falla de Albox. Modificado de Ortuño *et al.* (2012).

Las medidas de movimientos relativos entre las placas indican una velocidad de movimiento relativo en el centro de la Península Ibérica entre la placa Ibérica y la placa Africana de 0,2 mm/año según una dirección NO-SE. Ello parece indicar que el 95 % de los 4 mm/año de la tasa de movimiento entre la placa Ibérica y la placa Africana es absorbida por la deformación en las cordilleras Béticas, Mar de Alborán, Rif y Tell (Sismimur, 2011).

La zona analizada en el presente estudio, como se puede ver en la Figura 4.57, se localiza en zona oriental del Orógeno Bético, el cual comprende la parte continental española de la zona de contacto entre las placas tectónicas de África e Iberia. Dicha zona se caracteriza por la ausencia de un accidente principal que absorba la deformación producida por el empuje de ambas placas, repartiéndose el esfuerzo a lo largo de una amplia zona con gran cantidad de fallas activas.

4.6.3 Metodología utilizada

Como muchos otros aspectos de la vida, la ciencia de los terremotos ha entrado en una nueva era con el desarrollo de tecnologías espaciales para medir la deformación de la superficie en las zonas tectónicamente activas.

Las mediciones permanentes con datos GPS ofrece la posibilidad efectiva e independiente, de la monitorización directa de los movimientos asociados a un fenómeno (Schenk *et al.*, 2009). Por lo tanto, para los propósitos de este estudio, las técnicas de GNSS se han utilizado para cuantificar el desplazamiento vertical, en el caso de que hayan producido, de la zona afectada por el proceso de subsidencia.

La fiabilidad en la detección de los movimientos del objeto estudiado, depende fundamentalmente de la realización de una red estable en torno a esos objetos (Dogani *et al.*, 2013). Por lo tanto, este estudio se llevará a cabo en el marco definido por estaciones permanentes del Instituto Geográfico Nacional de España (IGN) y de otros organismos públicos. Las estaciones situadas fuera de la zona estudiada de la cordillera bética, en zonas tectónicamente poco activas, se considerarán en principio no afectadas por el fenómeno estudiado y fijarán el marco de referencia. Además, se procesarán las estaciones permanentes GNSS de otros organismos regionales para obtener la información buscada.

4.6.4 Datos de partida

Se procesó la información proporcionada por cuatro organismos que ofrecen datos GNSS de sus estaciones permanentes de forma continua, estos son:

- Red de estaciones permanentes del Instituto Geográfico Nacional (IGN). De donde se utilizaron los datos de las estaciones: ALAC (Alicante, Alicante), ALME (Almería, Almería), COBA (Córdoba, Córdoba), MALA (Málaga, Málaga), SONS (Sonseca, Toledo), TERU (Teruel, Teruel), YE-BE (Yebes, Guadalajara) y VALE (Valencia, Valencia).
- Red REGAM (Cartomur – Infraestructura de datos espaciales de referencia de la Región de Murcia.), de donde se tomaron datos de las estaciones: ALCA (Los Alcázares), CARA (Caravaca), JUMI (Jumilla), LORC (Lorca), MAZA (Mazarrón), MORA (Moratalla) y MULA (Mula).

- Red MERISTEMUM (Dirección General del Medio Natural, Consejería de Industria y Medio Ambiente de la Región de Murcia). De la que se tomaron las estaciones: CRVC (Caravaca), LORC (Lorca), MURC (Murcia).
- Red Andaluza de Posicionamiento (RAP). De la que se tomó información de las estaciones: CAAL (Calar Alto, Gergal, Almería), HUOV (Huercal-Overa, Almería), PALC (Pozo Alcón, Jaén) y VIAR (Villanueva del Arzobispo, Jaén).

La distribución de las estaciones utilizadas se puede observar en la Figura 4.58. De todas las estaciones citadas, se tomaron como marco de referencia las pertenecientes al IGN excepto ALME y ALAC.



Figura 4.58. Estaciones permanentes GNSS utilizadas en el proceso de cálculo. Imagen espacial base: TerraMetrics, 2013.

Las agencias mencionadas proporcionaron los datos de observación GPS cada 30 segundos, los archivos RINEX y las coordenadas aproximadas de las estaciones utilizadas.

Otros datos necesarios para el cálculo y compensación de la red se obtuvieron del Centre for Orbit Determination in Europe (CODE), incluyendo: correcciones ionosféricas, parámetros de orientación de la Tierra y velocidades de las estaciones. Las

órbitas precisas de los satélites se obtuvieron del Internacional GNSS Service (IGS). Los datos de cargas oceánicas se obtuvieron del Onsala Space Observatory.

4.6.5 Marco temporal

La ventana temporal de los datos utilizados se extiende del 22 de octubre de 2009, cuando comenzaron a ser operativas las estaciones, al 27 de octubre de 2012. Se procesaron los datos de un día entero, una vez por semana, siendo el número de posiciones calculadas de 141.

4.6.6 Procesamiento de los datos

Todos los cálculos se realizaron con la ayuda del programa informático Bernese, de la Universidad de Berna, que nos permite compensar redes geodésicas observadas mediante técnicas GNSS con una gran precisión y control de las mismas (Dach *et al.*, 2007).

En una primera etapa, las ambigüedades se estimaron y se fijaron a un entero utilizando la estrategia QIF (Quasi Ionosphere Free). Los cálculos se realizaron utilizando la metodología de red libre para detectar errores groseros. Más tarde, las coordenadas de las estaciones definidas para conformar el marco de referencia fueron constreñidas. El retraso troposférico se corrigió aplicando el modelo de Saastamoinen, con una ponderación dependiente de la elevación de $\cos^2(z)$, siendo z la distancia cenital. La corrección troposférica seca se aplicó a intervalos de una hora para estimar el retardo de cénit de las señales GPS. Por otra parte, el retardo ionosférico se eliminó mediante el uso de una combinación de las frecuencias L1 y L2. Los errores del reloj del satélite se eliminaron mediante el uso de efemérides precisas proporcionadas por el IGS en formato sp3. Los modelos ionosféricos, velocidades de placas y correcciones Code-Bias se tomaron del CODE (Center for Orbit Determination in Europe). Por último las correcciones de carga oceánica se obtuvieron del Onsala Space Observatory.

Como resultado de todo el proceso, se obtuvieron coordenadas en el marco de referencia geodésico ETRS89 y en el sistema de coordenadas UTM, de cada uno de los días calculados.

4.6.7 Resultados obtenidos

Cuando se comparan varios grupos de coordenadas de la misma estación, calculadas en diferentes momentos, los cambios en estas coordenadas tridimensionales se pueden utilizar para cuantificar los desplazamientos de la superficie terrestre y su velocidad (Chang, 2000).

Después de calcular y compensar la red geodésica para cada uno de los días procesados, las desviaciones típicas de las coordenadas oscilaron entre 0.8 y 1.1 mm.

En la Figura 4.59. se reflejan los vectores obtenidos a partir del estudio realizado y su situación en relación a las fallas activas más importantes de la zona.

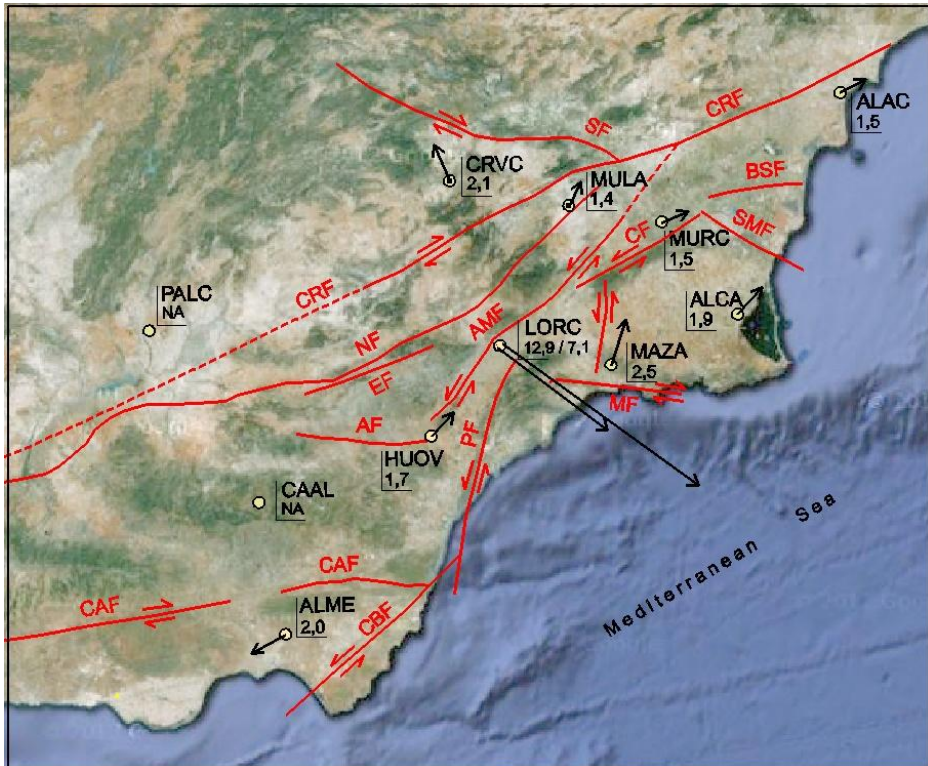


Figura 4.59. Mapa de las principales fallas activas de la zona analizada, estaciones permanentes, vectores obtenidos y velocidades en mm/año (NA: Movimiento no apreciable). La nomenclatura de las fallas es la siguiente: BSF: Falla del Bajo Segura, CF: Falla de Carrascoy, CRF: Falla de Crevillente, AMF: Falla de Alhama de Murcia, PF: Falla de Palomares, CBF: Falla de Carboneras, AF: Falla de Albox, CAF: Falla de Campo de las Alpujarras, EF: Falla de Estancias, NF: Falla Norbética, SF: Falla de Socobos, MF: Falla de Moreras, y SMF: Falla de San Miguel. Imagen espacial tomada como base: TerraMetrics, 2013.

Dos de las fallas más importantes en la zona de estudio, desde el punto de vista de actividad tectónica, son las de Alhama de Murcia y Carboneras. Las estaciones permanentes de LORC Y HUOV se encuentran relativamente cerca de dichas fallas: Oeste de la falla de Alhama de Murcia (AMF) y este de la falla de Albox (AF).

La falla de Alhama de Murcia es una falla de desgarre sinistrorsa con componente inversa que cruza la cordillera Bética oriental con una dirección NE_SW, como se puede apreciar en la Figura 4.60. La AMF acomoda ~ 0,1 - 0,6 mm / año de los

aproximadamente 5 mm / año de convergencia entre la placa Nubia y la euroasiática, siendo una de las mayores fallas de la zona de cizalla del este de las Béticas. Muchos de los grandes sismos históricos dañinos que ocurrieron en esta área tienen que ver con esta estructura (Martínez Díaz *et al*, 2012a).

Estación	Velocidad (mm/año)	Acimut	Falla
ALAC	1,5	81,43°	CRF
ALCA	1,9	48,73°	SMF
ALME	2,0	251,75°	CF
CAAL	No apreciable	-	CAF y AF
CRVC	2,1	338,47°	CRF y SF
HUOV	1,7	47,58°	AMF y AF
LORC (MERISTEMUM)	12,9	129,43°	AMF
LORC (REGAM)	7,1	129,43°	AMF
MAZA	2,5	17,41°	MF
MULA	1,4	19,24°	NF
MURC	1,5	83,18°	AMF
PALC	No apreciable	-	CRF

Tabla 4.7. Resultados obtenidos para cada una de las estaciones permanentes estudiadas y su relación geográfica con las fallas activas más cercanas

Varias fallas convergen hacia el este, fusionándose con la falla NE-SW de Alhama de Murcia cerca de la localidad de Góñar. Hacia el oeste, el relieve suave controlado por estas fallas inversas desaparece gradualmente después de algunos kilómetros. La falla de Albox cruza la cuenca de Huerca-Overa al sur de Góñar. Esta falla normal neógena se ha reactivado en la actualidad como falla inversa probablemente controlada por la actividad de la falla de Alhama de Murcia (Masana *et al*, 2005).

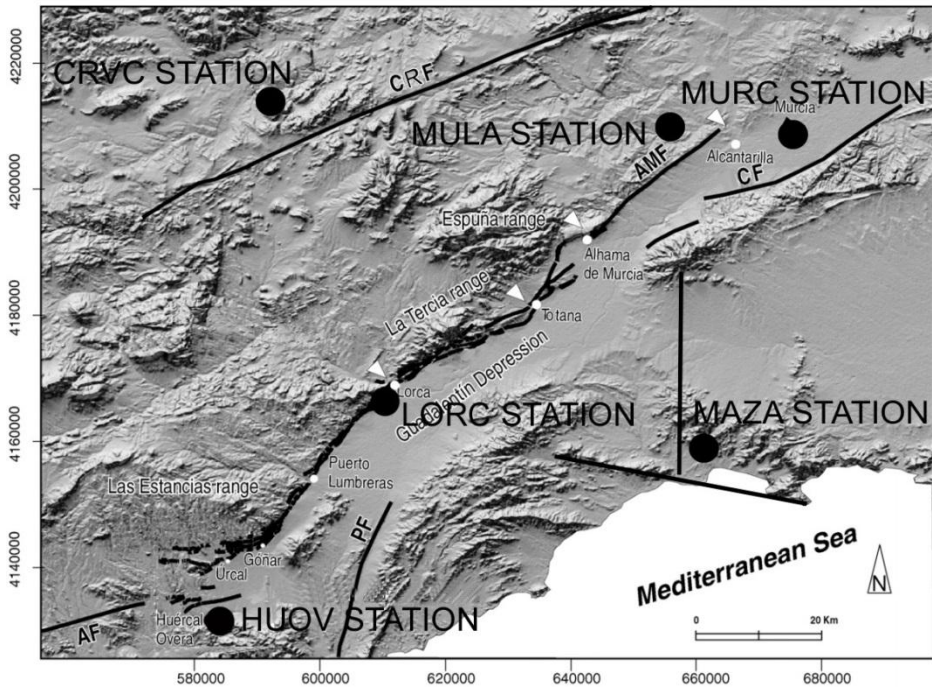


Figura 4.60. Mapa en relieve de la zona de las fallas de Alhama de Murcia y de Albox (iluminación del NO), en el que se muestran las estaciones analizadas y las principales fallas. Sistema de coordenadas UTM en metros. Modificado de E. Masana *et al.*, 2005.

Como se puede ver en la Figura 4.60, la estación HUOV está situada al este de la AF y al oeste de la AMF. En el presente estudio, como se puede comprobar en las Figuras 4.61., 4.62. y 4.63., se detecta un movimiento de 1,7 mm/año con un azimut de 47,58°, dirección coincidente con la dirección de la AMF.

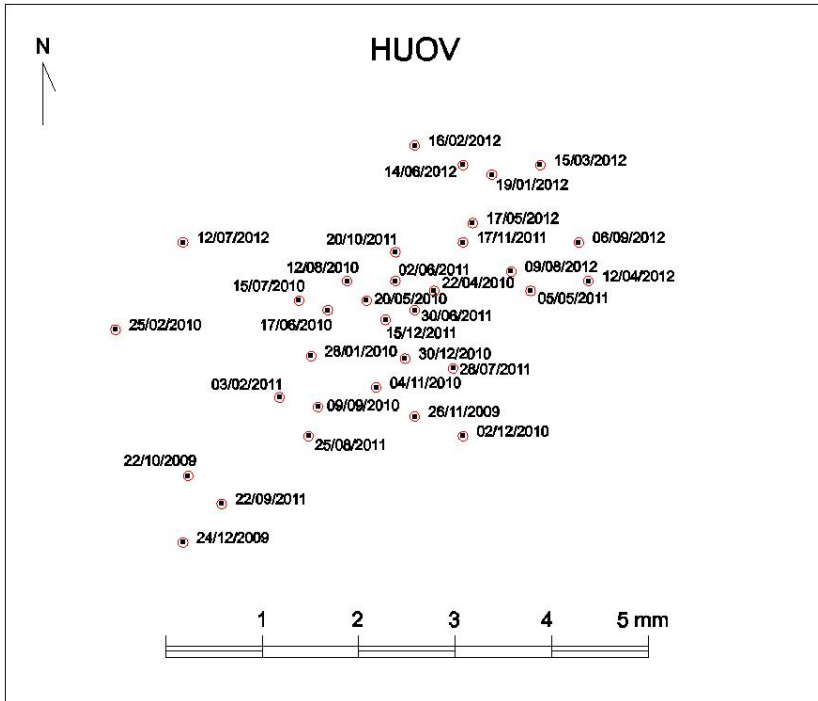


Figura 4.61. Posiciones de la estación permanente HUOV durante el periodo estudiado

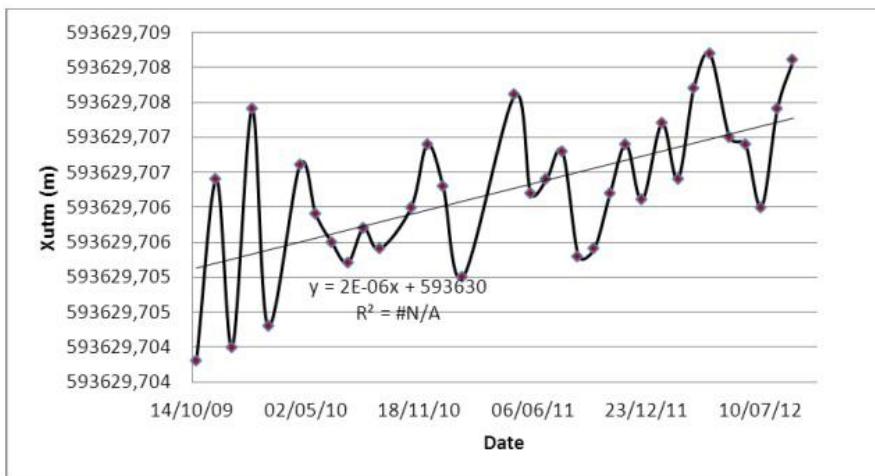


Figura 4.62. Evolución temporal y línea de tendencia de la coordenada Xutm para la estación permanente HUOV

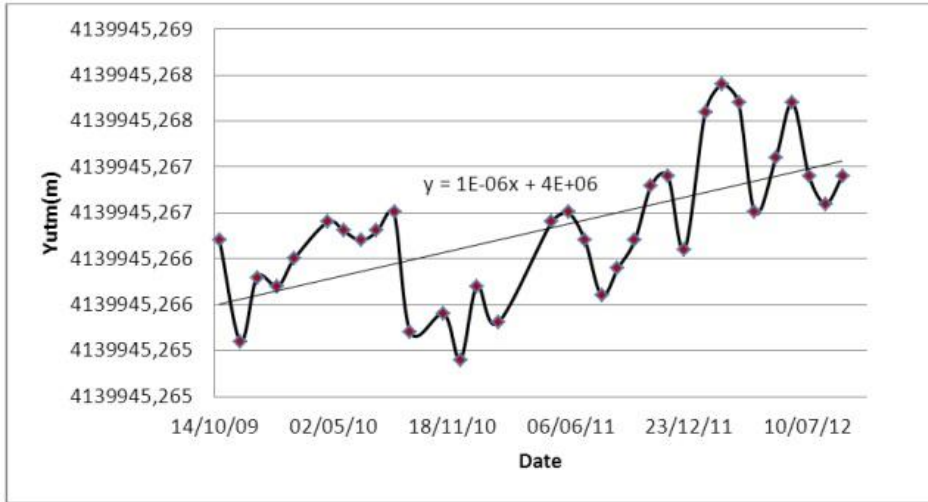


Figura 4.63. Evolución temporal y línea de tendencia de la coordenada Yutm para la estación permanente HUOV

En cuanto a las estaciones situadas en Lorca, LORC (REGAM) y LORC (MERISTEMUM), situadas a menos de un kilómetro y dos kilómetros respectivamente al sur de la AMF, se detectan los mayores desplazamientos del estudio, con 7,1 y 12,9 mm/año respectivamente y un azimuth para las dos estaciones de 129,43°, ver Tabla 4.7. y Figuras 4.64. y 4.65.. La dirección, como se puede apreciar en la Figura 4.59., es perpendicular a la alineación de la AMF, lo que se explica por el hecho de que el buzamiento de las principales fallas de la AMF es considerablemente uniforme a lo largo de los segmentos, de 60° a 70° NW. Una clave para entender la estructura del sistema de fallas es que estas fallas se han formado recientemente y no están conectadas en profundidad con la AMF o, por el contrario son estructuras que amortiguan el movimiento en profundidad NW de las fallas de buzamiento (Martínez Díaz *et al*, 2012).

Es de reseñar que el 11 de mayo de 2011 se produjo un terremoto de magnitud 5,1 Mw en la localidad de Lorca. Los datos procesados en este estudio de las dos estaciones de Lorca corresponden temporalmente a las siguientes fechas:

- Estación LORC (REGAM): Observaciones desde el 19/11/2009 hasta el 27/01/2011 (deja de ser operativa)
- Estación LORC (MERISTEMUM): Observaciones desde el 26/05/2011 (inicio de operatividad) hasta el 13/09/2012

Es decir, el terremoto sucedió entre los dos periodos de observaciones.

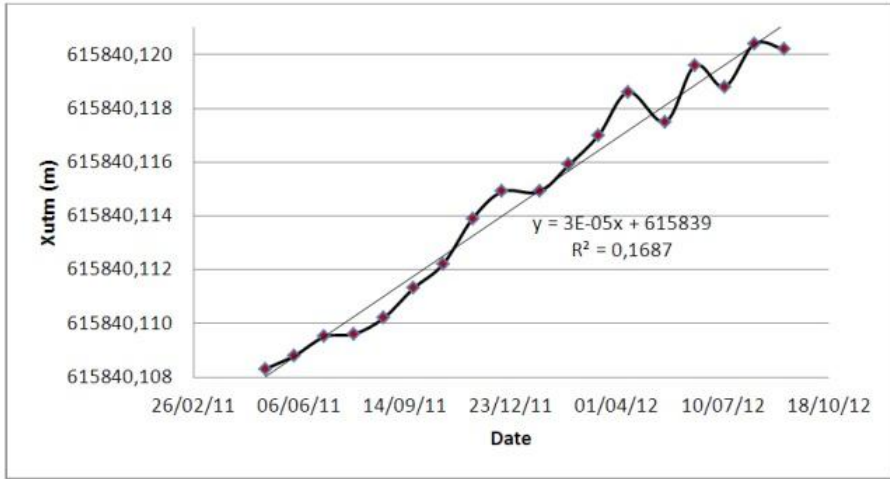


Figura 4.64. Evolución temporal y línea de tendencia la coordenada Xutm para la estación permanente LORC (MERISTEMUM)

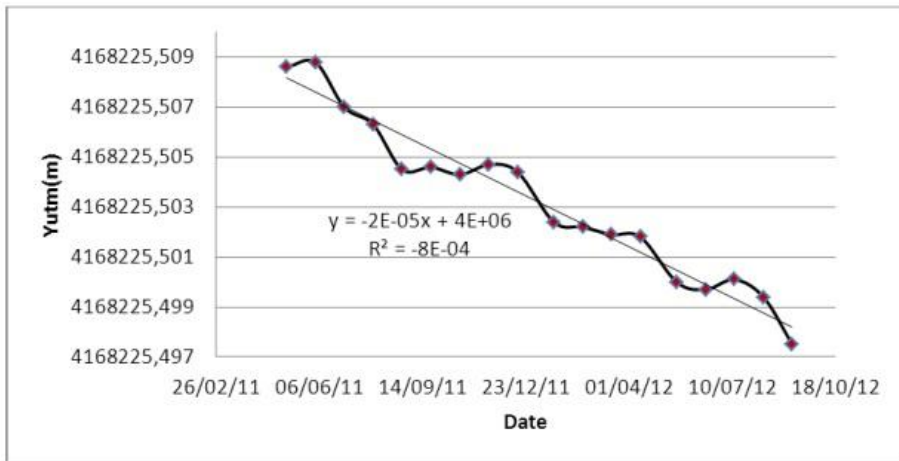


Figura 4.65. Evolución temporal y línea de tendencia de la coordenada Yutm para la estación permanente LORC (MERISTEMUM)

La falla de Carboneras es una de las tres principales fallas de desgarre cenozoicas de la Cordillera Bética. La historia del deslizamiento de la falla de Carboneras durante los últimos 100 ka en el periodo cuaternario parece que se responde a una de elevación vertical en lugar de un movimiento de desgarre, si atendemos a los mecanismos focales actuales (Bell *et al*, 1997). Constituye una parte importante de la zona de cizalla Trans-Alborán del Cenozoico. La CBF separa el bloque del Cabo de

Gata (Rocas volcánicas neógenas) de los sedimentos de la cuenca Neógena y el basamento (Reicherter y Reiss, 2001), como se puede observar en la Figura 4.66.

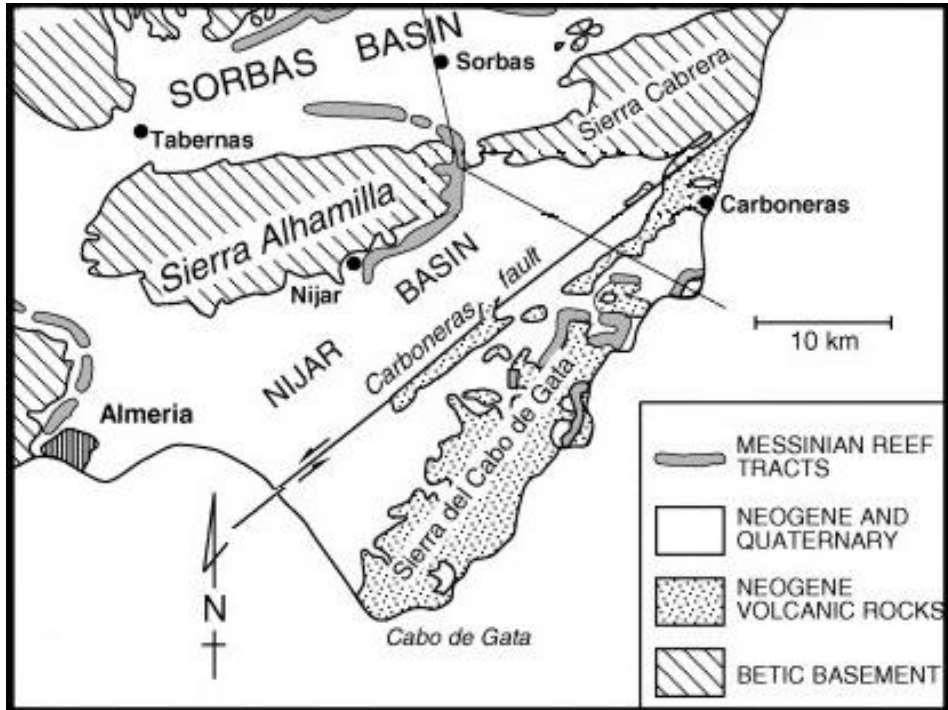


Figure 4.66. Mapa geológico generalizado de la región de la falla de Carboneras. Modificado de Fortuin and Krijgsman (2003)

Como se puede ver en las Figuras 4.59. y 4.66., la estación ALME (Almería) está situada al norte de la CBF. En el presente estudio se detecta un movimiento de 2,0 mm/año con un azimut de 251,75°, dirección coincidente con la dirección de la falla, como se puede ver en las Figuras 4.67., 4.68. y 4.69.

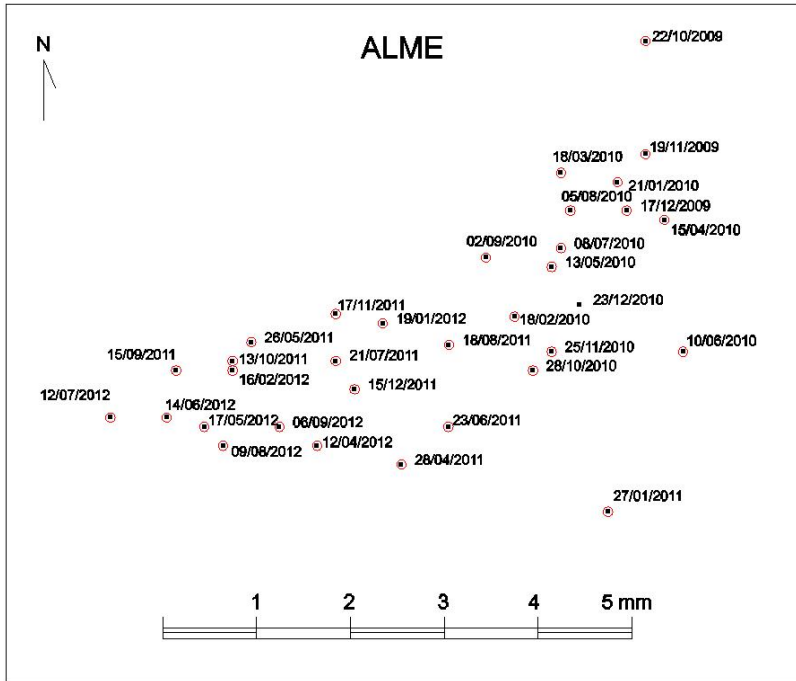


Figura 4.67. Posiciones de la estación permanente ALME durante el periodo estudiado

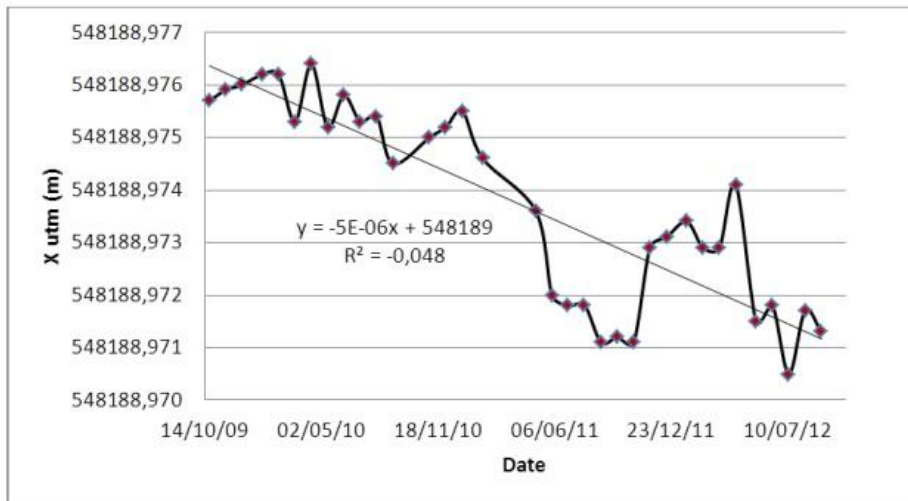


Figura 4.68. Evolución temporal y línea de tendenciade la coordenada Xutm para la estación permanente ALME

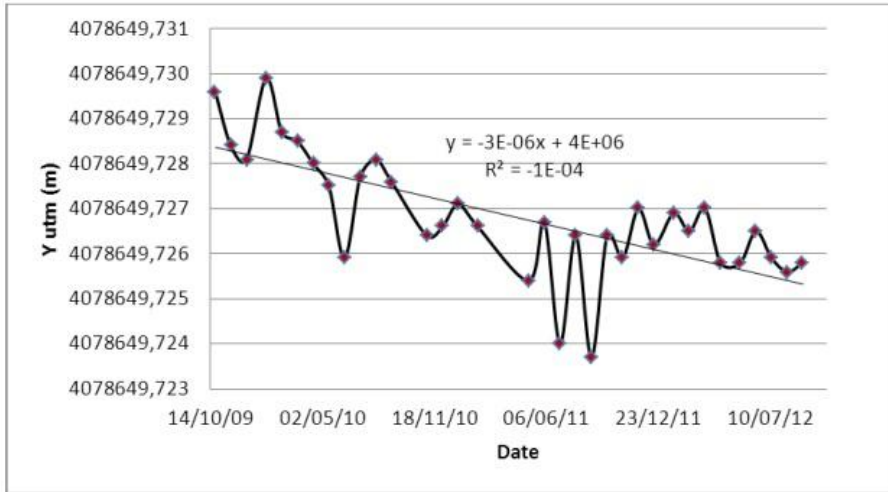


Figura 4.69. Evolución temporal y línea de tendenciade la coordenada Yutm para la estación permanente ALME

En lo que se refiere a la estación de MAZA, cercana a la falla NS situada por Martínez and Hernández entre la falla Carrascoy y la falla de Moreras, como se muestra en la Figura 4.59, en este estudio se ha detectado un movimiento de 2,5 mm/año con un acimut de $17,41^\circ$, la dirección coincide con la dirección de la falla.

En lo que a la estación CRVC se refiere, estando esta falla situada cerca de la falla de Socobos, como muestra la Figura 4.59, se ha detectado en este estudio preliminar un movimiento de 2,1 mm/año, con un acimut de $338,47^\circ$, la dirección coincide de nuevo con la dirección de la falla.

En lo que se refiere a la estación MURC, se ha detectado un movimiento de 1,5 mm/año con un acimut de $83,18^\circ$, lo que coincide con el movimiento general de la falla de Alhama de Murcia.

Por último, en lo que se refiere a la estación MULA, se ha detectado un movimiento de 1,4 mm/año con un acimut de $19,24^\circ$, lo que no coincide con el movimiento de ninguna falla, ni siquiera de la falla Norbética, que es la más cercana.

4.6.8 Conclusiones y recomendaciones

Como resultado del estudio realizado, se puede afirmar que la metodología utilizada para cuantificar de forma grosera la dinámica de zonas tectónicamente activas, es relativamente barata y de sencilla aplicación. Utilizando la infraestructura geodésica pública, que es de acceso fácil y gratuito, se pueden llevar a cabo estudios previos para determinar qué áreas son las más activas y las más interesantes para llevar a

cabo estudios más detallados, como los que se están realizando con la red GPS CuaTeNeo para estudiar la tectónica del este de la península ibérica (Gil de la Iglesia, 2008).

Basándonos en la precisión de las coordenadas obtenidas a partir del ajuste de red geodésica diseñada, se puede afirmar que este método es capaz de detectar desplazamientos permanentes de orden milimétrico.

Por otro lado, atendiendo a las gráficas de desplazamiento obtenidas, se ha comprobado que los movimientos descritos anteriormente tienen lugar temporalmente de forma, sin saltos bruscos en las posiciones diarias, con la excepción de las estaciones de Lorca

En las dos estaciones de Lorca se produce un cambio brusco en la velocidad del desplazamiento calculado. Este cambio coincide temporalmente con el terremoto del día 11 de mayo de 2011 de magnitud 5,1 Mw, cuyo epicentro se situó a 2 y 3 km de las estaciones de referencia. Antes del terremoto, la velocidad del desplazamiento calculada es de 7,1 mm/año y después del evento sísmico de 12,9 mm/año. El azimut del vector desplazamiento no cambia, con un valor en ambos casos de 129,43°, lo que es consistente con los estudios de Martínez-Díaz *et al* (Martínez-Díaz *et al*, 2012b).

5 Conclusiones

A pesar de que ya se han expuesto las conclusiones de forma individual para cada una de las investigaciones realizadas, a continuación se indicarán las conclusiones generales más destacadas aplicables al conjunto del trabajo realizado.

En esta tesis doctoral, se ha comprobado mediante seis estudios geodésicos de alta precisión, la capacidad de los sistemas GNSS para monitorizar movimientos del terreno de forma periódica, así como para detectar precursores de ciertos fenómenos geodinámicos.

La metodología utilizada en todos los casos prácticos analizados ha sido la solución de redes geodésicas mediante posicionamiento relativo con medidas de fase. Este método ha permitido obtener a posteriori precisiones milimétricas, al utilizar software científico eliminando la mayoría de los errores sistemáticos.

Sin embargo, se ha de indicar que el método aplicado, a pesar de su alta precisión, posee una serie de limitaciones:

La influencia del marco de referencia utilizado en el cálculo de los desplazamientos, especialmente cuando estos son muy pequeños. Es decir, que el movimiento de las estaciones elegidas para fijar el marco de referencia de la red, no se puede considerar despreciable en relación al movimiento que queremos detectar.

El hecho de realizar los cálculos con observaciones de 24 horas, hace imposible detectar los movimientos no permanentes que se producen en los episodios sísmicos y volcánicos, que suelen ser de corta duración. Movimientos que son de gran importancia en el estudio de precursores de riesgo.

En cuanto a la búsqueda de precursores, se pueden extraer dos conclusiones en función del fenómeno estudiado:

En vulcanología, la deformación del terreno debido a la intrusión de magma volcánico es una señal importante de la inminencia de actividad eruptiva del volcán. Las técnicas GNSS son adecuadas para este propósito ya que permiten medir cambios en el tiempo de coordenadas tridimensionales en los puntos de monitorización. El estudio realizado en la erupción submarina de la isla del Hierro corrobora que la detección temprana de los abombamientos de zonas volcánicas puede ser considerada como un sólido precursor de una inminente erupción volcánica y las técnicas de GNSS son una herramienta útil para este propósito.

En sismología, en cambio, las cosas son diferentes y queda mucho camino por recorrer para poder predecir geográfica y temporalmente terremotos potencialmente destructivos. Desafortunadamente, en los estudios realizados no se ha podido encontrar ningún precursor al respecto.

6 Líneas futuras

Vista la potencia de la metodología utilizada en la detección de desplazamientos del terreno en zonas geodinámicamente activas, los futuros trabajos a realizar para continuar con esta línea de investigación, serían:

Estudios de implantación de redes GNSS permanentes para la detección de deformaciones en tiempo real con sistemas de alerta en zonas potencialmente peligrosas o activas.

Para solventar las limitaciones indicadas en las conclusiones, además del posicionamiento relativo con medidas de fase en postproceso, se aplicaría el método de posicionamiento absoluto “Precise point positioning” (PPP), que nos permitiría solventar las limitaciones impuestas por el marco de referencia, aunque sacrificando precisión para detectar los desplazamientos de corta duración no permanentes. Para zonas en las que el fenómeno a estudiar presente tasas de desplazamiento elevadas, no comparables al movimiento general del marco de referencia, se podría emplear la solución de red mediante envío de correcciones diferenciales.

En esta investigación se han analizado dos áreas especialmente sensibles en este sentido:

- La cuenca de Lorca constituye una zona de especial interés. Por una parte se encuentra al lado de la falla Alhama de Murcia, una de las mayores fallas de la zona de cizalla del este de las Béticas, responsable de muchos de los grandes sismos históricos dañinos que han sucedido en este sector. Por otro lado, parte de la cuenca está en estos momentos afectada por un proceso de hundimiento con una de las tasas más altas de Europa, superándose en ciertos puntos los 10 cm anuales.
- La isla de El Hierro, en las Islas Canarias. La erupción submarina que tuvo lugar en octubre de 2011 constituye la última manifestación volcánica en Canarias después de 40 años de inactividad, pero nos recuerda que la isla es todavía volcánicamente activa. Los desplazamientos y movimientos del terreno en zonas próximas a los volcanes son uno de los signos precursoros de las erupciones volcánicas, y en este sentido el estudio realizado pone de manifiesto que antes de la erupción estudiada, se produjeron movimientos del terreno.

La implantación de una red geodésica local de alta precisión, podría resultar de ayuda de cara a estudiar el comportamiento volcánico de la zona y a predecir futuras erupciones volcánicas potencialmente peligrosas para la población.

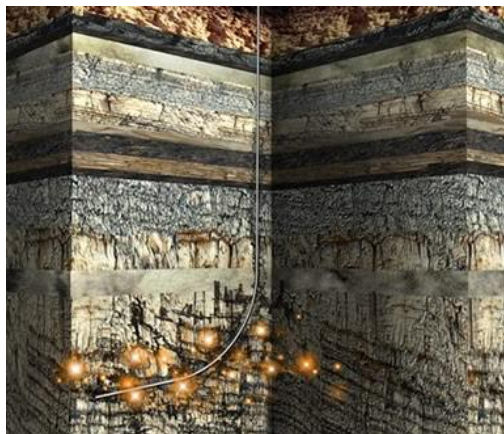


Figura 6.1. Corte tridimensional simplificado de un campo de producción de gas de esquisto. Un pozo se perfora hasta alcanzar los depósitos profundos. Los fluidos a alta presión son inyectados en la roca, causando que ésta se rompa y libere el gas atrapado. Se piensa que la sismicidad inducida ocurre cuando esta fracturación hidráulica permite que los fluidos se muevan a la zona de la falla. (Davies *et al.*, 2013).

garse dentro de la zona de falla, provocando un deslizamiento. Los mecanismos, magnitud y frecuencia de la sismicidad inducida relacionada con la fracturación hidráulica no son totalmente comprendidos y hasta ahora no se ha estudiado su lugar dentro del contexto global con otras formas de sismicidad inducida (Davies *et al.*, 2013).

Diseñando e implantando redes GNSS en zonas de extracción y monitorizando las fallas afectadas, se podría hacer un seguimiento en tiempo real de todo el proceso de fracking. Se podría obtener información científica básica sobre la sismicidad inducida y si fuera el caso, activar las alarmas oportunas.

Esta investigación se podría aplicar para la detección y cuantificación de desplazamientos del terreno en zonas en las que se producen extracciones de hidrocarburos mediante el proceso de fracturación hidráulica.

La fracturación hidráulica, comúnmente conocida como “fracking”, es un proceso en el cual se fracturan las rocas a través de la inyección de fluidos a alta presión. Recientemente, en durante una exploración de gas de esquisto en Lancashire, en el Reino Unido, la fracturación hidráulica ha sido asociada con temblores de tierra, causando una gran alarma en la población.

Se piensa que la inyección de fluidos para crear fracturas, como se indica en la Figura 6.1., permite que las redes de fracturas se propaguen a las zonas de fallas. Consecuentemente, los fluidos inyectados pueden propa-

7 Bibliografía

- Altamimi, Z., Metivier, L. y Collilieux, X. (2011). “ITRF2008 plate motion model”. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). Vol 117 Issue B7
- Álvarez-Gómez J. A. *et al.* Tsunami hazard at the Western Mediterranean Spanish coast from seismic sources. *Natural hazards and Earth System Sciences*. 11 (227-240)
- Argus, D.F., Gordon, R.G., Demets, C. y Stein, S. (1989). “Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault”. *Journal of Geophysical Research*. 94: 5585-5602.
- Atlas global de la región de Murcia. www.atlasdemurcia.com. Visitada: 28/06/2011.
- Avouac, J. P., 2011. “The lessons of Tohoku-Oki”. *Nature*. Vol. 475, 300-301.
- Báez, J.C., Parra H. y Maturana R. (2011). “Monitoreamiento del efecto postsísmico del terremoto del Maule, a partir de observaciones GNSS”. http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Bol16/Baez_et_al_Efecto_postsismico_del_Maule.pdf. Visitada: 15/05/12.
- Barnes, G. L. (2003). “Origins of the Japanese Islands: The New “Big Picture””. University of Durham.
- Baxter, P. J. (2000). “Erupciones volcánicas. Impacto de los desastres en la salud pública”. Organización panamericana de la salud.
- Bell, J. W., Geoffrey, F. A. y King, C. P. (1997). “Preliminary late quaternary slip history of the Carboneras fault, south-eastern Spain”. *Journal of Geodynamics*, Vol. 24, Nos 1.-4, pp. 51-66
- Benciolini , B., Biagi, L., Crespi, M., Manzano, A.M. y Roggero, M. (2008). “Reference frames for GNSS positioning services: some problems and proposed solutions”. *Journal of Applied Geodesy*, 2, pp 53-62.
- Berné Valero, J. L., Anquela Julián, A. B. y Garrido Villén, N. (2013). “GPS: Fundamentos y aplicaciones en Geodesia y Topografía”. Ed. Universitat Politècnica de València.
- Berrosco, M., Fernandez-Ros, A., Prates, G., Martin, M, Hurtado, R., Pereda, J. y Garcia, M. J., Garcia-Cañada, L., Ortiz, R. y Garcia, A. (2012). Analysis of surface deformation during the eruptive process of El Hierro Island (Canary Islands, Spain): Detection, Evolution and Forecasting. EGU General Assembly 2012. Geophysical Research Abstracts. Vol. 14, EGU2012-4351, 2012.

- Beutler, G. (2011). "Revolucion in Geodesy and Surveying". International Association in Geodesy (IAG)
- Blewitt G. y Lavallée D. (2002). "Effect of annual signals on geodetic velocity". *Journal of Geophysical Research*, VOL. 107, NO. B7, 10.1029/2001JB000570.
- Bock, Y. 1991. "Continuous monitoring of crustal deformation". *GPS World*. 2:40-47.
- Calero, E. 2003. Historia de la Geodesia. http://ecalero.tripod.com/sitebuildercontent/sitebuilderfiles/historia_i.pdf. Visitada: 03/10/12
- Carracedo, J. C., Fernández-Turiel, J. L., Pérez-Torrado, F. J., Rodríguez-González, A., Troll, V. y Wiesmaier, S. (2012). "Crisis sísmica de 2011 en el Hierro. Crónica de una erupción anunciada". <http://www.gi.ulpgc.es/geovol/pdf/EI%20Hierro-2011.pdf>. Visitada: 13/10/12.
- Centre for Research on the Epidemiology of Disasters. (2010). http://www.cred.be/sites/default/files/ADSR_2010.pdf. Visitada: 14/04/11.
- Cerón, J. C. y Pulido-Bosch, A. (1996). "Groundwater problems resulting from CO2 pollution and overexploitation in Alto Guadalentín acuífer (Murcia, Spain)". *Environmental Geology*, 28, 223-228
- Chang, C. C., 2000. "Estimates of horizontal displacements associated with the 1999 Taiwan earthquake". *Survey Review*, 35, (278): 563-568.
- Chen, C.H., Yeh, T.K., Liu, J.Y., Wang, C.H., Wen, S., Yen, H.Y. y Chang, S.H. (2011). "Surface deformation and seismic rebound: implications and applications". *Survey in Geophysics*. 32:291-313.
- Confederación Hidrográfica del Segura (2013 - 1). "Caracterización adicional de las masas de agua subterránea en riesgo de no cumplir los objetivos medioambientales en 2015". (Archivo 070-050 - Bajo Guadalentín) (Archivo 070-057 - Alto Guadalentín) <http://www.chsegura.es/chs/planificacionydma/planificacion/fichas.html> Visitada: 08-10-2013
- Confederación Hidrográfica del Segura (2013 - 2). "Anexo B. Fichas de los temas importantes". https://www.chsegura.es/export/descargas/planificacionydma/planificacion/docsdes/carga/Anexo_B_ETI.pdf. P. 181. Visitada: 10-10-2013
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P. y Meindl, M. (2007). "Bernese GPS Software Version 5.0". Astronomical Institute, University of Bern.

- Davies, R., Foulger, G., Bindley, A. and Styles, P. (2013). "Induced seismicity and hydraulic fracturing for the recovery of hydrocarbons". *Marine and Petroleum Geology*. Volume 45. Pages 171–185.
- De Mets, C., Gordon, R. G., Argus, D. y Stein, S. (1990). "Current plate motions". *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- Dewey, J. F. (1988). "Extensional collapse of orogens". *Tectonics*, 7-6: 1123-1139.
- Dogani, U., Oz, D. y Ergintav, S. (2013). "Kinematics of landslide estimated by repeated GPS measurements in the Avcilar region of Istanbul, Turkey". *Studia Geophysica et Geodaetica*, 57, 217-232
- Elsobeiey, M. y El-Rabbany, A. (2011). "GPS Precise Point Positioning: Some Recent Developments". Proceedings. Geomatics Technologies in The City. Arabia Saudí.
- Ergintav, S., Bürgmann, R., McClusky, S., Akmak, R. C., Reilinger, R. E., Lenk, O., Barka, A. y Ozener, H., "Postseismic Deformation near the Izmit Earthquake (17 August 1999, M 7.5) Rupture Zone," *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1, 2002, pp. 194–207.
- Fortuin, A.R. y Krijgsman, W. "The Messinian of the Nijar Basin (SE Spain): sedimentation, depositional environments and paleogeographic evolution". *Sedimentary Geology*. Volume 160, Issues 1–3, 1 August 2003, Pages 213–242
- Fuentes, S. (2006). "Diagnóstico del uso de proyecciones transversales de Mercator en escalas urbanas". Tesis doctoral. Universidad Tecnológica Metropolitana de Chile.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., González-Lodeiro, F. y Aldaya, F. (1997). "Crustal structure of the central sector of the Betic Cordillera (SE Spain)". *Tectonics*, 16, 18-37.
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., González-Lodeiro, F. Jabaloy, A., Marín-Lechado, C., Ruano, P. y Sanz de Galdeano, C. (2003). "Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain)". *Journal of Geodynamics*, 36, 239-250.
- Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Sanz de Galdeano, C., Shanov, S. y Stanica, D. (2007). "Monitoring of active tectonic structures in Central Betic Cordillera (southern Spain). *Acta Geodynamica et Geomaterialia.*, Vol. 4, No. 1 (145), 19-29.
- García de la Noceda Márquez, C., Octavio de Toledo y Ubieto, F. y Pozo Gómez, M. (1999). "Programa de actualización del inventario hidrogeológico (PAIH)". Instituto Geominero de España.

- García-Mayordomo, J., Gaspar-Escribano, J. M. y Benito, B. (2007) "Seismic hazard assessment of the Province of Murcia (SE Spain): analysis of source contribution to hazard". *Journal of Seismology* 11 (453-471).
- Garrido-Villén, N., Berné-Valero, J.L., Antón-Merino, A. y Huang, C. Q. (2013). "Displacement of GNSS permanent stations depending on the distance to the epicenter due to Japan's earthquake on 11 March 2011", *Survey Review*, Volume 45, 330, pp. 159-165. doi: 10.1179/1752270612Y.0000000025
- Gianniou, M. (2010). "Investigating the effects of earthquakes using HEPOS. Gravity, Geoid and Earth Observation". International Association of Geodesy Symposia 135.
- Gil de la Iglesia, A. (2008). "Estudio de fallas activas en la Cordillera Bética Oriental entre 3°-0° O y 36°30'-36°30'N" Universidad de Barcelona. Proyecto fin de carrera. <http://hdl.handle.net/2445/4641>. Visitada 09/04/11.
- González, P.J. y Fernández, J., 2011. "Drought-driven transient aquifer compaction imaged using multi-temporal satellite radar interferometry". *Geology*, 39/6, 551–554; doi:10.1130/G31900.1.
- González, P. J., Tiampo, K. F., Palano, M., Cannavó, F. y Fernández, J. (2012). "The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading". *Nature Geoscience*. Vol 5, 821-825.
- Grapenthin, R. y Freymueller, J. T. (2011). "The dynamics of a seismic wave field: Animation and analysis of kinematic GPS data recorded during the 2011 Tohoku-oki earthquake, Japan" *Geophysical Research Letters*. 38, L18308, doi:10.1029/2011GL048405.
- Grupo de Investigación en Ingeniería Sísmica. Universidad Politécnica de Madrid <http://www2.topografia.upm.es/grupos/sismo/data/CONTEXTOfgeologico.pdf>. Visitada: 10/10/2012
- Gu, G. y Wang, W. (2013) "Advantages of GNSS in Monitoring Crustal Deformation for Detection of Precursors to Strong Earthquakes," *Positioning*, Vol. 4 No. 1, 2013, pp. 11-19. doi: 10.4236/pos.2013.41003
- Halicioglu, K. y Ozener, H. (2008) "Geodetic Network Design and Optimization on the Active Tuzla Fault (Izmir, Turkey) for Disaster Management" *Sensors*, 8(8), pp. 4742-4757. doi:10.3390/s8084742 No. 821393, 1906.
- Hammer, J. y Mosquera Machado S. (2002) "Microzonificación Sísmica y Ordenamiento Territorial," III Coloquio sobre Microzonificación Sísmica, del 15 al 18 de julio de 2002 Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas, Ministerio de Ciencias y Tecnología, Caracas, Venezuela.

- Hatanaka, Y., Yamagiwa, A., Iwata, M. y Otaki, S. (2007). "Addition of real-time capability to the Japanese dense GPS Network". Geographical Survey Institute, Japan
- Hoque, M. y Jakowski, N. (2007). "Higher order ionospheric effects in precise GNSS positioning". *Journal of Geodesy*. Vol. 81, pp 259-268.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. y Wasle, E. (2008). "GNSS. Global Navigation Satellite System". Ed. Springer Wien New York.
- Hu, J.C., Cheng, L.W., Chen, H.Y., Wu, Y.M., Lee, J.C., Chen, Y.G., Lin, K.C., Rau, R.J., Kuoehen, H., Chen, H.H., Yu, S.B. y Angelier, J. (2007). "Coseismic deformation revealed by inversion of strong motion and GPS data: the 2003 Chengkung earthquake in eastern Taiwan". *Geophysical Journal International*. 169, 667–674.
- Huber, K., Heuberger, F., Abart, C., Karabatic, A., Weber, R. y Berglez, P. (2010). "PPP: Precise Point Positioning – Constraints and Opportunities" FIG Working Week. Sydney, Australia
- Hudnut, K. W., 2008. "Improving GNSS for Future Natural Disaster Reduction: Earthquakes". U. S. Geological Survey. <http://www.pnt.gov/public/2008/2008-12-ICG/hudnut.pdf>. Visitada: 25/01/12.
- Ibargüen S. y Rodríguez E. (2012) www.atlasdemurcia.com/index.php/secciones/13/sismicidad. Visitada: 4/06/12
- InsideGNSS (2006). "GNSS Solutions: Precise Point Positioning and Its Challenges, Aided-GNSS and Signal Tracking. What is precise point positioning (PPP), and what are its requirements, advantages and challenges?" <http://www.insidegnss.com/node/282> Visitada: 22/09/13.
- Instituto Geológico y Minero de España (1975). "Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Baja del Segura. Informe Técnico 5". El Valle del Guadalentín. P.65.
- Instituto Geológico y Minero de España (1987). "Declaración provisional de acuífero sobreexplotado relativa al sistema acuífero del Valle del Guadalentín (Murcia)". P.11.
- Iribarren González, L., Vergés Llahí, J., Camurri, F., Fullea, J. y Fernández Ortega, M. (2007). "The structure of the Atlantic–Mediterranean transition zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia–Africa plate boundary)". *Marine Geology*. Volume 243, Issues 1–4, Pages 97–119
- Janssen, V. (1997). "A Mixed-Mode GPS Network Processing Approach for Volcano Deformation Monitoring". University of Bonn, Germany.

- Jiménez-Perálvarez, J.D. (2012). "Movimientos de ladera en la vertiente meridional de Sierra Nevada (Granada, España): identificación, análisis y cartografía de susceptibilidad y peligrosidad mediante SIG" Tesis doctoral. Universidad de Granada.
- Kilburn, C. (2012). "Precursory deformation and fracture before brittle rock failure and potential application to volcanic unrest". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, B02211, 12 pp.
- Kilinc, A. (2008). "What causes a volcano to erupt and how do scientists predict eruptions?" *Scientific American*. November 6.
- Kulkarni, M. N., Likhari, S., Tomar, V. S. y Pillai, P. (2004). "Preliminary results of GPS studies for the January 2001 Gujarat earthquake". *Survey Review*, 37, (292): 490-497.
- Kulkarni, M. N., Radhakrishnan, N. y Rai, D. (2006). "Global positioning system in disaster monitoring of Koyna Dam, western Maharashtra". *Survey Review*, 38, (301): 629-636.
- Kuo, L. C., Yu, S. B., Hsu, Y. J., Hou, C. S., Lee, Y. H., Tsai, C. S. y Chen, C. S. (2002). "Impact of a large earthquake on a GPS network: the case of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake". *Survey Review*, 36, (284): 423-431.
- Laínez Samper, M. D., Romay Merino, M. M., Mozo García, A., Píriz Nuñez, R. y Tashi, T. (2011). "Multisystem real time precise-point-positioning" <http://mycoordinates.org/multisystem-real-time-precise-point-positioning/all/1/> Visitada: 06/10/13.
- Larson, K. M., Poland, M. y Miklius, A. (2010). "Volcano monitoring using GPS: Developing data analysis strategies based on the June 2007 Kīlauea Volcano intrusion and eruption". *Journal of Geophysical Research*, VOL. 115, B07406, 10 PP.
- Le Pichon, X., Bonnin, J. y Pautot, G. (1970). "The Gibraltar end of the Azores-Gibraltar Plate boundary: an example of compressive tectonics (Abstract)". Upper Mantle Committee Symposium. Flagstaff, Arizona. July, 1970.
- Leick, A. (2004). "GPS Satellite Surveying" Ed. John Wiley & Sons. New Jersey.
- Liren, H., Yang, F., Wuxing, D., Qing, M. y Xin, M. (2003) "Active tectonic boundaries of the China mainland inferred from GPS observations" *Chinese Journal of Geophysics*. Vol.46, No.5, pp: 874-882
- Martín Furones, A. (2011). "Sistema y marco de referencia terrestre. Sistemas de coordenadas". Apuntes. <http://www.upv.es/unigeo/index/docencia/etsigct/astrologia/teoria/astrologiaT2.pdf> . Visitado: 11/09/13.

- Martínez Díaz, J.J. (1998). “Neotectónica y tectónica activa del Sector Centro-Occidental de la Región de Murcia y Sur de Almería (Cordillera Bética – España)”. Universidad Complutense de Madrid. Tesis doctoral.
- Martínez-Díaz, J. J. “Sismotectónica de la falla de Alhama de Murcia. Implicaciones sismogénicas del terremoto de Lorca de junio de 1977 (Mb:4,2)”. *Estudios geológicos*. 55 (251-256)
- Martínez-Díaz, J. J. y Hernández Enrile, J. L. “Reactivación de la falla de Alhama de Murcia (sector de Lorca-Totana): Cinemática y campos de esfuerzos desde el Messiniense hasta la actualidad”. *Geogaceta* 9 (38-42)
- Martínez-Díaz, J.J., Masana, E., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P. (2003). “Effects of repeated paleoearthquakes on the Alhama de Murcia Fault (Betic Cordillera, Spain) on the Quaternary evolution of an alluvial fan system”. *Annals of Geophysics*. Vol. 46, N. 5 (775-791)
- Martínez Díaz, J.J., Massana, E. y Ortuño M. (2012a). “Active Tectonics of the Alhama de Murcia fault, Betic cordillera, Spain”. *Journal of Iberian Geology*. 38 (1) 2012: 253-270
- Martínez Díaz, J. J., Álvarez Gómez, J. A., García Mayordomo, J., Insua Arévalo, J. M., Martín González, F. y Rodríguez Peces, M. J. (2012b). “Interpretación tectónica de la fuente del terremoto de Lorca de 2011 (Mw 5,2) y sus efectos superficiales”. *Boletín geológico y minero*. Vol. 123, N° 4 441-458
- Masana, E., Pallas, R., Perea, H., Ortuño, M., Martínez-Díaz, J.J., García-Melendez, E. y Santanacha, P. (2005). “Large Holocenemorphogenic earthquakes along the Albox fault, Betic Cordillera, Spain.” *Journal of Geodynamics* 40 (2005) 119–133.
- Massana, E., Martínez-Díaz, J.J., Hernández-Enrile, J.L. y Santanach, P. (2004) “The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary. Seismotectonic implications for the Ibero-Magrebien region”. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*. 109 (1-17)
- McKenzie, D. P., (1970). “Plate tectonics of the Mediterranean region”. *Nature*. 226, 239.
- McKenzie, D. P., (1972). “Active tectonics of the mediterranean region”. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30: 109-185.
- Meade, B. J., Hager, B. H., McClusky, S. C., Reilinger, R. E., Ergintav, S., Lenk, O. Barka, A. y Ozener H. (2002) “Estimates of Seismic Potential in the Marmara Sea Region from Block Models of Secular Deformation Constrained by Global Positioning System Measurements,” *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1, pp. 208–215.

Mendoza, L., Kehm, A., Koppert, A., Martín Dávila, J., Gárate, J. y Becker, M. (2012). "The Lorca Earthquake observed by GPS: a Test Case for GPS Seismology". *Física de la Tierra*. Vol. 24 (2012) 129-150

Millán Gamboa, J. M. (2006). Geodesia y Topografía. JM Ediciones, Cádiz.

Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Sistema de información de recursos subterráneos (Spanish). <http://sig.magrama.es/recursossub/> Visitada: 05/03/2013.

Mogi, K. (1969). "Some features of recent Seismic activity in and near Japan (2), Activity before and after great earthquakes". *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, University of Tokyo 47: 395-417.

Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J, Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F. y González-Lodeiro, F. (1999). "Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alboran Sea". *Geology*, 27, 735-738.

NASA Jet Propulsion Laboratory. California Institute of Technology. <http://www.jpl.nasa.gov/news/news.cfm?release=2011-080>. Visitada: 09/02/11.

Navipedia. http://www.navipedia.net/index.php/Precise_Point_Positioning. Visitada: 05/09/13.

Normile, D. (2011). "Devastating earthquake defied expectations". *Science*. Vol 331, 1375

Ortuño, M., Masana, E., Garcia-Melendez, E., Martinez-Diaz, J., Stepancikova, P., Cunha, P.P., Sohbaty, R., Canora, C., Buylaert, J.-P. y Murray, A.S. (2012). "An exceptionally long paleoseismic record of a slow-moving fault: The Alhama de Murcia fault (Eastern Betic shear zone, Spain)" *Geological Society of America Bulletin*; 124, 9/10; 1474.

Özyasar, M y Özlüdemir, M. T. (2011). "The contribution of engineering surveys by means of GPS to the determination of crustal movements in Istanbul". *Natural Hazards and Earth system Sciences*, 11, 1705-1713.

Pérez, J., Monico J. y Chaves, J. (2003) "Velocity Field Estimation Using GPS Precise Point Positioning: The South American Plate Case," *Positioning*, Vol. 1 No. 5.

Perez-Torrado, F. J., Carracedo, J. C., Rodríguez-González, A., Soler, V., Troll, V. R. y Wiesmaier, S. (2012). "La erupción submarina de La Restinga en la isla de El Hierro, Canarias: Octubre 2011-Marzo 2012". *Estudios Geológicos*, 68(1) enero-junio, 5-27.

- Pospíšil, L., Hefty, J. y Hipmanová, L. (2012) "Risk and geodynamically active areas of the carpathian lithosphere on the base of geodetical and geophysical data," *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, Vol. 47(3), pp. 287–309.
- Promthong, C. (2006). "Deformation of geodetic network in Thailand due to crustal movement". Royal Thai Survey Department. Seventeenth United Nations Regional Cartographic Conference for Asia and the Pacific, Bangkok.
- Ramírez, M. y Ortiz, D. (2003). "Estimación de los parámetros de transformación entre los sistemas de referencia WGS84 y PSAD-56 para una zona de Calama". 124 p. Universidad de Santiago de Chile.
- Rangin, C., Bader, A.G., Pascal, G., Ecevitoglu, B. y Görür, N. (2002) "Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise)1;2," *Marine Geology*, 182, pp. 265-278.
- Ray J., Dong, D. y Altamimi Z. (2004). "IGS reference frame: status and future improvements, dentro de: Proceedings of IGS: Celebrating a decade of the International GPS Service, Berna, 1-5 de marzo de 2004.
- Reicherter, K.R. y Reiss, S. (2001). "The Carboneras Fault Zone (southeastern Spain) revisited with Ground Penetrating Radar – Quaternary structural styles from high-resolution images". *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw* 80 (3-4): 129-138
- Rizos, C., Janssen, V., Roberts, C. y Grinter, T. (2012). "Precise Point Positioning: Is the Era of Differential GNSS Positioning Drawing to an End?" FIG Working Week 2012. Knowing to manage the territory, protect the environment, evaluate the cultural heritage. Rome, Italy.
- Rodríguez Estrella, T., Hernández Pérez, F. F. y Navarro Hewás, F. (1996). "Posible relación de la tectónica actual distensiva con el alargamiento de los piping en el saladar de La Mata-Los Ventorrillos (Valle del Guadalentín, Murcia)". *Papeles de Geografía*, N." 23-24, 263-281.
- Rodríguez Estrella, T. (2012) <http://nuestra-tierra.laverdad.es/naturaleza/geologia/2730-la-sobreexplotacion-del-acuifero-del-guadalentin-no-causo-el-terremoto>. Visitada: 4/06/12.
- Ruano, P., Galindo-Zaldívar J. y Jabaloy A. (2004). "Recent Tectonic Structures in a Transect of the Central Betic Cordillera", *Pageoph*, 161, 541-563.
- Sagiya, T. (2004). "A decade of GEONET: 1994–2003. The continuous GPS observation in Japan and its impact". *Earth Planets Space*, 56, xxix–xli.
- Sagiya, T. (2011). "Rebuilding seismology". *Nature*. Vol 473, 146-148.

- Sansò, Fernando. A. (2003). "Window on the Future of Geodesy". International Association of Geodesy Symposia. Volume 128. Springer .
- Santoyo M. A. y Luzón F. (2008). "Stress relations in three recent seismic series in the Murcia Region, southeastern Spain". *Tectonophysics*. 457 (86-95).
- Sanz de Galdeano, C. (1990). "Geologic evolution of the Betic cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present". *Tectonophysics*, 172: 107-109.
- Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P. (2004). "Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera". *Geomorphology*, 63: 178-190.
- Satirapod C., 2007. "Deformation of Thailand as detected by GPS Measurements due to the december 26th, 2004 megathrust Earthquake". *Survey Review*, 39, (304): 109-115.
- Schenk, V., Kadlečík, P., Wegmüller, U., Schenková, Z. y Seidlová, Z., (2009). "Surface deformation of Prague and Ostrava-Karviná areas determined by PS and Differential Interferometry Products. 5th User Workshop 25th-26th March 2009, ESA/ESRIN, Frascati, Italy, Final Programme & Abstract Book, 16–17, <http://www.terrafirma.eu.com>.
- Seeber, G. (2003). "Satellite Geodesy". Ed. Walter de Gruyter • Berlin • New York
- Sevilla de Lerma, Miguel J. (2001). "Introducción histórica a la Geodesia". Universidad Complutense de Madrid.
- Simons, M., Minson, S.E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S.E., Meng, L., Ampuero, J.P., Wei, S., Chu, R., Helmberger, D.V., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A.W. y Webb, F.H. (2011) "The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries". *Science*. Vol 332, 1421-1425.
- SISMIMUR. (2011). http://www.112rm.com/dgsce/planes/sismimur/sis_4_1.html. Visitada: 04/11/2011.
- Spicak, A. y Vanek, J. (2011). "The MW 9.0 Tohoku Earthquake, Japan, March 11, 2011". *Studia Geophysica et Geodaetica*, 55, 389-395.
- Takahashi, H. (2011) "Static strain and stress changes in eastern Japan due to 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, as derived from GPS data". *Earth Planets and Space*. 63(7): 741-744.
- Takuya Nishimura, Hiroshi Munekane, y Hiroshi Yurai (2011) "The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake and its aftershocks observed by GEONET". *Earth Planets Space*, Vol. 63 (No. 7), pp. 631-636.
- Tarback, Edward J. y Lutgens, Frederick K. (2005). "Ciencias de la Tierra: una introducción a la Geología Física". Ed. Pearson Educación.

Tilling, R.I. y P.W. Lipman (1993). "Lessons in reducing volcano risk". *Nature*. 364, p. 277-280

Tomás, R., Herrera, G., Delgado J. y Peña F. (2009). "Subsidencia del terreno". *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. (17.3) 295-302 I.S.S.N.: 1132-9157

Turgut, U., Kamil, E. y Ahmet, A. (2010) "Monitoring Plate Tectonic and Subsidence in Turkey by CORS-TR and InSAR", FIG Congress 2010.

Turrión Peláez, F. (2012). "Nuevas aportaciones al conocimiento hidrogeológico del valle del Guadalentín y su evolución en los últimos 30 años". <http://www.franciscoturrión.com/2012/12/el-acuífero-de-lorca-no-esta.html>. Visitada: 16/05/2012

United Nations Population Fund. <http://www.unfpa.org/public/home/publications/pid/8726>. Visitada: 05/06/2011.

USGS (United States Geological Survey). (2011). http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/last_event/world/world_spain.php Visitada: 03/11/2011.

USGS (United States Geological Survey). 2011: Science Features. Categories: Featured, Natural Hazards.

Vegas, R. (1985). "Tectónica del área Íbero-Magrebí. Mecanismo de los Terremotos y Tectónica". Ed. Univ. Complutense, Madrid, 197-215.

Vigny, C., Huchon, P., Ruegg, J., Khanbari, K., y Asfaw, L. M. (2006) "Confirmation of Arabia plate slow motion by new GPS data in Yemen", *Journal of Geophysical Research*, VOL. 111, B02402. doi:10.1029/2004JB003229

Wang, F., Shen, Z.K., Wang, Y.Z. y Wang, M. (2011). "Influence of the March 11, 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake on regional volcanic activities". *Chinese Science Bulletin*. Vol 56, 2077-2081.

Wang, K. (2007). "Elastic and viscoelastic models of crustal deformation in subduction earthquake cycles". Earth Science Series. Columbia Univ. press, New York, USA, 545-575.

Westaway, R. (2003) "Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean Updated," *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 12, pp. 5-46.

Wright, T. J., N. Houlié, M. Hildyard, y T. Iwabuchi (2012). "Real-time, reliable magnitudes for large earthquakes from 1 Hz GPS precise point positioning: The 2011 Tohoku-Oki (Japan) earthquake". *Geophysical Research Letters*. 39 pp. 47-63, L12302, doi:10.1029/2012GL051894.

Yue, H., y T. Lay (2011). "Inversion of high-rate (1 sps) GPS data for rupture process of the 11 March 2011 Tohoku earthquake (Mw 9.1)" *Geophysical Research Letters*. 38, pp. 66-79. L00G09, doi:10.1029/2011GL048700.

Zusheng, Z. First Crustal Deformation Monitoring Center, China Seismological Bureau, Tianjin 300180, China