Cinemática de fallas y deformación con sistemas GNSS en la Cordillera Bética Oriental

Autora: Noemi Jacobo Quiñones

Tutores:

Giorgi Khazaradze Tsilosani (Univ. de Barcelona)

Iván Martín Rojas (Univ. de Alicante)

Francisco Juan García Tortosa (Univ. de Jaén)

Máster de Recursos Minerales y Riesgos Geológicos

Especialidad: Riesgos Geológicos

Junio 2024









Abstract

The eastern Betic Cordillera (CBO) is one of the most seismically active areas of the Iberian Peninsula, as it accommodates part of the convergence between the Eurasian and Nubian plates. This project analyses the eastern sector of the ZCBO and the area to the south of it. In particular, the horizontal velocity field was derived by the analysis of both, the newly collected and previously available, GNSS data. From these data, the relative displacement velocity vectors with respect to a fixed Eurasian plate (obtained from the ITRF2014 model) have been calculated. These results have made it possible to distinguish a present-day crustal deformation oriented predominantly in the direction of NNW-SSE to NNE-SSW. These velocities reach their maximum of 1-2 mm/year in the southern sector of the study area, while in the western and north-eastern part, movements of ≈1 mm/year are observed. The northern area is deforming significantly slower, with velocities slightly above 0 mm/year. In addition, the rates of shortening or extensional movement and lateral displacement have been calculated for the selected three faults. On the Las Moreras fault, a shortening rate of 0.2±0.2 mm/year and a differential dextral movement of 0.3±0.2 mm/year are calculated. In the Carrascoy fault, the same rate of 0.2±0.3 mm/year is obtained for shortening and sinistral displacement. With respect to the Crevillente fault, a shortening velocity of 0.3±0.3 mm/year and a sinistral displacement movement of 0.6±0.3 mm/year are estimated. Finally, the strain rates were calculated from the obtained velocities, indicating that the area is being subjected to a notable predominance of the shortening regime, oriented N-NW, roughly parallel to the Nubia/Eurasia convergence direction, which reaches a maximum value of ε_{min}= -20±2 nstrain/year in the SW sector of the study area. Similar magnitude shear strain rates can be observed in the southern region, coinciding with ZCBO.

Keywords: GPS, active tectonics, GAMIT/GLOBK, horizontal velocities, SSPX.

Índice

1. Introducción y objetivos 1
2. Contexto geológico y sismotectónico 2
   2.1. Marco geológico y evolución geodinámica 2
   2.2. Sismotectónica 3
3. Estudios geodésicos previos 5
4. Metodología 6
   4.1. Sistemas de Navegación Global por Satélite (GNSS): GPS 6
   4.2. Recogida de datos (cGPS y sGPS) 8
   4.3. Procesado de datos: GAMIT/GLOBK 10
   4.4. Cálculo de las tasas de deformación (*strain rates*): SSPX 11
5. Resultados 12
   5.1. Velocidades GPS 12
   5.2. Tasas de deformación (*strain rates*) 15
6. Discusión 16
   6.1. Campo de velocidades horizontales 16
   6.2. Cinemática de fallas 17
      6.2.1. Falla de las Moreras 17
      6.2.2. Falla de Carrascoy (segmento NE) 18
      6.2.3. Falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) 21
   6.3. Interpretación de las tasas de deformación (*strain rates*) 22
7. Conclusiones 23

Agradecimientos 24

Referencias 24

Anexos 27

1. Introducción y objetivos

Mediante el empleo de los sistemas GNSS (incluyendo GPS) es posible determinar, entre otros, el movimiento intersísmico de las fallas (p. ej., Bock y Wdowinski, 2020; Bürgmann y Thatcher, 2013; Dixon, 1991; Hager *et al.*, 1991). Este es el movimiento de interés para el desarrollo del presente trabajo, el cual es responsable de la acumulación de deformación y esfuerzo producto de la convergencia entre las placas tectónicas. Además, este movimiento proporciona indicios de las zonas donde podrían producirse futuros terremotos. Por tanto, a partir de la medición de la deformación mediante sistemas GNSS podemos identificar las fallas y estructuras geológicas actualmente activas, así como conocer su tasa de desplazamiento a corto plazo (*short term*). Estos datos nos ayudan a conocer la actividad presente y el potencial sísmico de las fallas y, consecuentemente, mejorar la evaluación de la peligrosidad sísmica.

En nuestro caso, la zona de estudio se ubica en el SE de la Península Ibérica, en las provincias de Alicante y Murcia (Figura 1). Geológicamente, se localiza en la Cordillera Bética Oriental (CBO), concretamente en la Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO) (De Larouzière *et al.*, 1988), la cual es una de las encargadas de acumular parte del movimiento de convergencia de 5-6 mm/año entre las placas de Eurasia (Euroasiática) y de Nubia (África) (Argus *et al.*, 2011). Por tanto, se trata de una de las zonas tectónicamente más activas de la península, haciendo que el trabajo que se presenta sea clave para contribuir al desarrollo de medidas de seguridad para la población frente a la actividad sísmica.

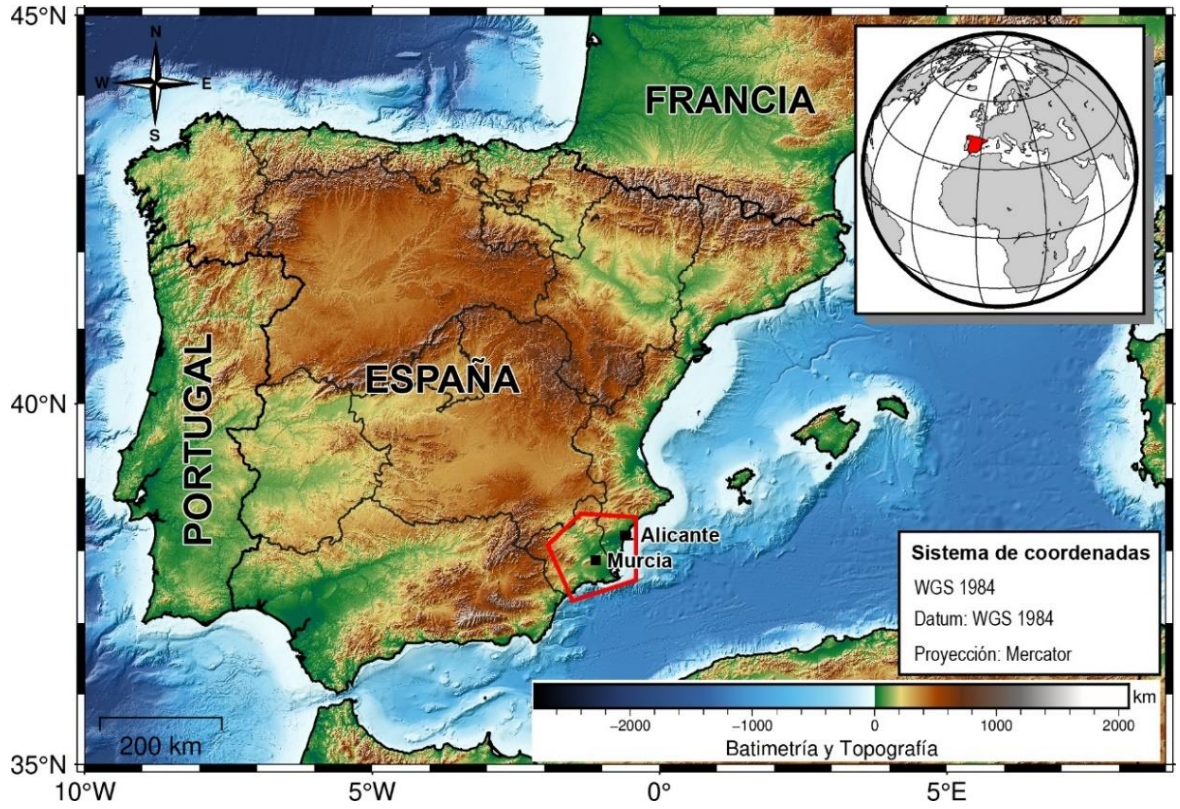


Figura 1. Localización geográfica del área de estudio (polígono rojo). MDT obtenido del *Global Multi-Resolution Topography (GMRT)* (Ryan *et al.*, 2009).

En cuanto a los **objetivos**, estos son:

- Determinar los valores actuales de los vectores de velocidad del sector de estudio en la CBO a partir de los datos disponibles y de la realización de nuevas campañas de adquisición de datos mediante técnicas GNSS.
- Conocer las características de la deformación cortical actual, tanto a escala de las placas tectónicas (Eurasia y Nubia), como a escala regional.

- A partir de la interpretación geológica y tectónica de los nuevos resultados obtenidos, determinar las tasas de deformación (*strain rates*) y la cinemática de las fallas de la zona. Esto permitirá a su vez identificar cuáles son las fallas más activas actualmente, consecuentemente aquellas que tienen una mayor peligrosidad sísmica.
- Relacionar las fallas activas identificadas con los terremotos y la sismicidad actual e interpretar los resultados teniendo en cuenta el régimen tectónico de las deformaciones observadas, concretamente las producidas por la convergencia entre las placas de Eurasia y Nubia.

2. Contexto geológico y sismotectónico

La Cordillera Bética es un orógeno generado debido a la convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia y la microplaca de Alborán durante la orogenia Alpina (Alonso-Chaves *et al.*, 2004; Sanz de Galdeano *et al.*, 2019). Se trata de una cadena montañosa con orientación OSO-ENE producto del plegamiento ocurrido durante dicha orogenia que, junto con otras cadenas alpinas que bordean el Mediterráneo, forman el segmento occidental del orógeno Alpino Perimediterráneo (Vera, 2004) (Figura 2). Esta cordillera pertenece al arco Bético-Rifeño, donde la Cordillera Bética y el Rif se encuentran unidos a través del arco de Gibraltar, bordeando el mar de Alborán (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015).

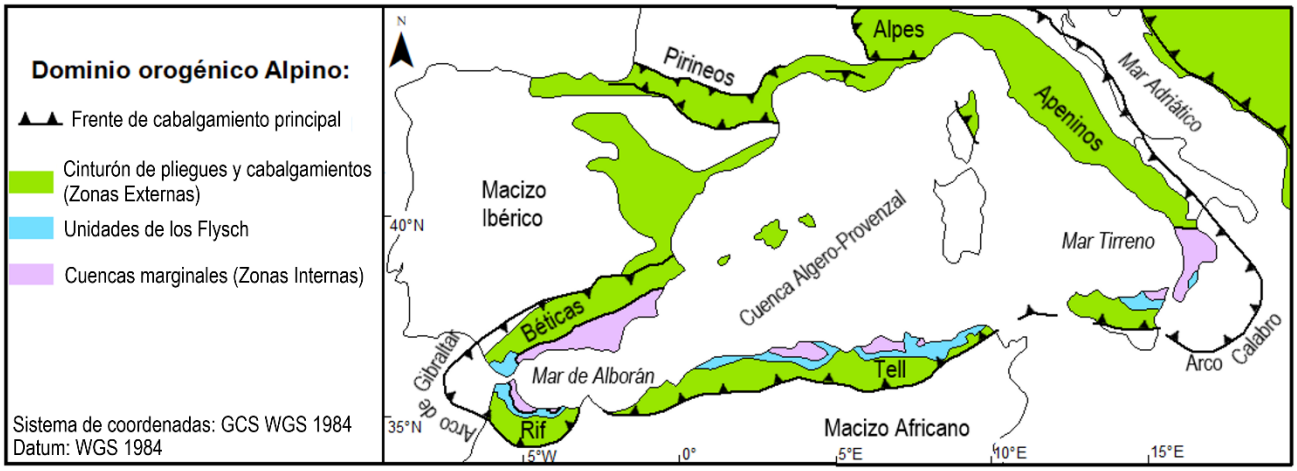


Figura 2. Mapa de la configuración tectónica alpina del área Mediterránea. Modificado de Luján *et al.* (2006).

2.1. Marco geológico y evolución geodinámica

La Cordillera Bética se puede dividir en dos dominios principales en función de las características que presenta atendiendo a su origen y evolución: las Zonas Externas e Internas. En la Cordillera Bética se diferencian además las unidades de los Flysch del Campo de Gibraltar y las Cuencas Neógenas (Sanz de Galdeano, 1990) (Figura 3).

Según Vera (2004), las Zonas Externas, situadas al norte, están constituidas principalmente por rocas sedimentarias de edad Triásico-Mioceno Inferior. Las Zonas Externas se subdividen en dos dominios principales según los rasgos estratigráficos que presentan y su grado de deformación: el Prebético, caracterizado por un bajo grado de deformación y situado en una zona más septentrional, y el Subbético, más deformado, situado en la zona más meridional y dispuesto de manera cabalgante sobre los materiales del Prebético. En cuanto a las Zonas Internas, se pueden subdividir en cuatro complejos tectónicos que se superponen de la siguiente manera: el Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride, el Complejo Maláguide y las Unidades Frontales (Sanz de Galdeano *et al.*, 2001). Las unidades de los Flysch del Campo de Gibraltar se sitúan entre las Zonas Externas y las Zonas Internas y están constituidas por materiales siliciclásticos del Oligoceno-Mioceno (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015). Por último, cubriendo las unidades anteriormente mencionadas, se disponen los materiales de las cuencas sedimentarias Neógenas.

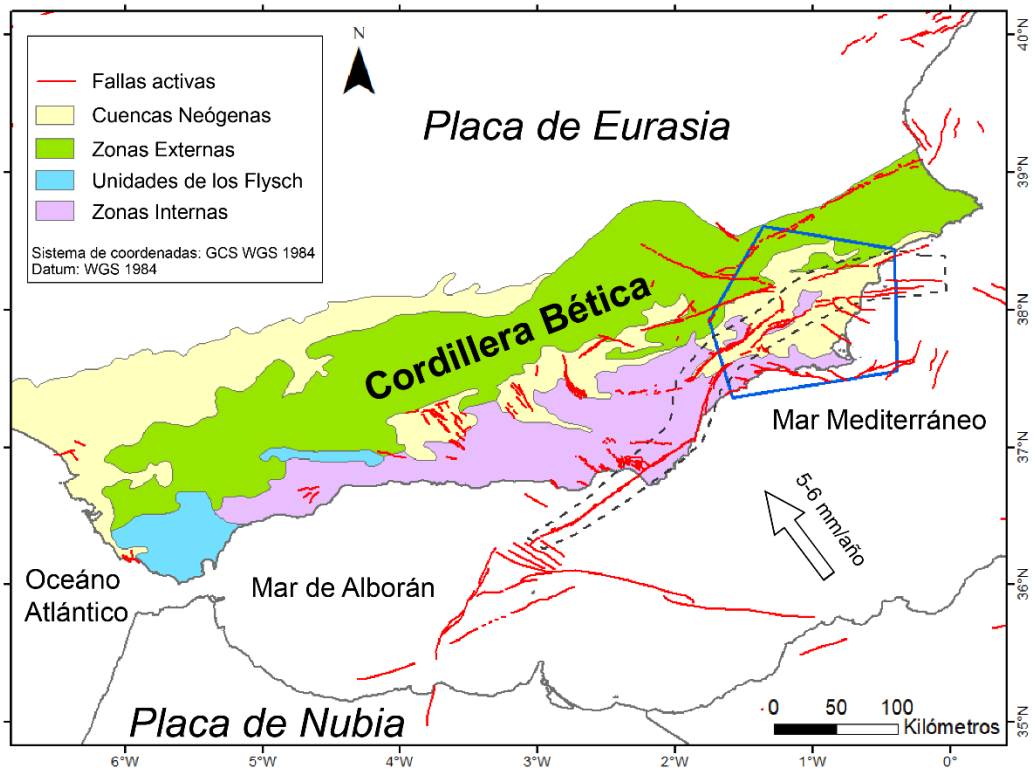


Figura 3. Mapa de la Cordillera Bética (basado en Sanz de Galdeano (1997)). La flecha indica la tasa de convergencia estimada entre las placas de Eurasia y de Nubia (Argus *et al.*, 2011). Las fallas se han obtenido de la base de datos *QAFI Quaternary Active Faults of Iberia* (García-Mayordomo *et al.*, 2012). La línea discontinua gris indica el área aproximada de la ZCBO (De Larouzière *et al.*, 1988). El polígono azul corresponde con la zona aproximada de estudio.

En cuanto a la evolución geodinámica que ha dado lugar a la formación de la Cordillera Bética, esta se caracteriza por una gran complejidad que se remonta al Cretácico Superior, cuando comenzó la convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia (p. ej., Dewey *et al.*, 1989). Asociado a esta interacción, la cuenca Argelo-Provenzal comenzó a abrirse, desplazando de esta manera la microplaca de Alborán (actual Zonas Internas) hacia el oeste, la cual colisionaría tangencialmente con el S-SE de Iberia (actual Zonas Externas) durante el Mioceno inferior (Sanz de Galdeano *et al.*, 2019). Este periodo se caracteriza por la coexistencia de zonas dominadas por un régimen de acortamiento y otras zonas por un régimen extensional de dirección NE-SO (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015). A partir del Mioceno Superior se produce un cambio en la situación geodinámica de la cordillera, que continua en la actualidad. Esta situación se caracteriza por un acortamiento de dirección N-S y, perpendicular a dicho acortamiento, la Cordillera Bética Central está sufriendo extensión en dirección ENE-OSO (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004; Sanz de Galdeano *et al.*, 2019).

Como se ha comentado anteriormente, la geodinámica que ha dado lugar a la Cordillera Bética es de gran complejidad debido a la coexistencia simultánea de dos regímenes opuestos dentro de la misma cordillera: de acortamiento y de extensión. El acortamiento se asocia al proceso de convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia. Sin embargo, la extensión presente en determinadas zonas es objeto de debate. Debido a ello, varios autores han propuesto diversos modelos para explicar esta extensión: (1) extensión retroarco ligada al retroceso del *slab* en la zona de subducción del arco de Gibraltar (p. ej., González-Castillo *et al.*, 2015), y (2) delaminación de la litosfera (p. ej., Mancilla *et al.*, 2013).

2.2. Sismotectónica

La Cordillera Bética es la zona sísmicamente más activa de la Península Ibérica debido a la convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia, la cual se estima en 5-6 mm/año (Argus *et al.*, 2011). Concretamente, la zona objeto de estudio se ubica en la Cordillera Bética Oriental, donde se localiza una de las estructuras a escala cortical más activas de la Península Ibérica, la denominada Zona de Cizalla de las Béticas Orientales (ZCBO) (Figura 3) (De Larouzière *et al.*, 1988). La ZCBO es un corredor tectónico compuesto principalmente por un

conjunto de fallas de desgarre sinistral, aunque observándose también fallas inversas oblicuas, con direcciones que van de N-S a SO-NE. Esta zona de cizalla es la encargada de acomodar parte del movimiento de dirección NNO-SSE producido por la convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia (Figura 3), lo cual da lugar a que esta zona haya sido la más activa en los últimos 20 años (Stich *et al.*, 2020).

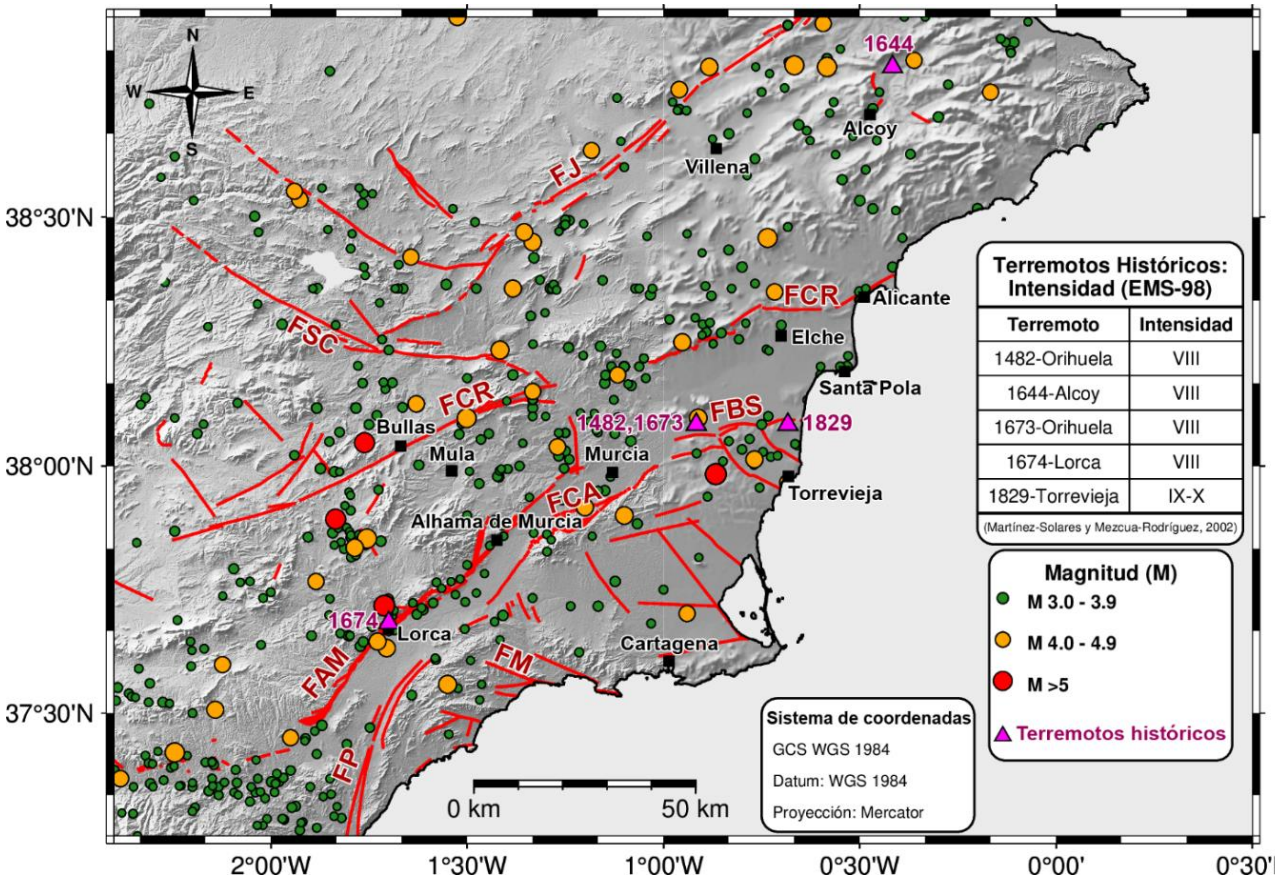


Figura 4. Mapa de la sismicidad instrumental e histórica del sureste de la Península Ibérica. Se muestran los terremotos más significativos (M>3) del periodo comprendido entre 1919–2024 (datos obtenidos del catálogo sísmico del IGN (IGN, 2022)). Los triángulos se corresponden con los epicentros de terremotos históricos ocurridos en la zona, mostrando también las intensidades alcanzadas (Martínez-Solares y Mezcua-Rodríguez, 2002). Las fallas activas representadas en rojo se han obtenido de la base de datos *QAFI Quaternary Active Faults of Iberia* (García-Mayordomo *et al.*, 2012). MDT obtenido del *Global Multi-Resolution Topography (GMRT)* (Ryan *et al.*, 2009). Siglas de las fallas: FP: Falla de Palomares; FM: Falla de las Moreras; FAM: Falla de Alhama de Murcia; FCA: Falla de Carrascoy; FBS: Falla del Bajo Segura; FCR: Falla de Crevillente; FSC: Falla de Socovos; FJ: Falla de Jumilla.

Asociado a este corredor tectónico encontramos numerosas fallas activas, entre las que se pueden destacar las siguientes: Crevillente, Bajo-Segura, Carrascoy, Alhama de Murcia, Palomares y Carboneras. Estas fallas activas han dado lugar a que la zona se caracterice por presentar una sismicidad de magnitud baja a moderada (M_w<6) y, puntualmente en época histórica, elevada (Figura 4). Entre los terremotos ocurridos, a partir de la información recopilada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), podemos destacar diversos terremotos históricos significativos, como los de Orihuela (1482 y 1673), Alcoy (1644), Lorca (1674) o Torrevieja (1829), los cuales alcanzaron una intensidad comprendida entre VIII y IX (EMS-98). Dentro del ciclo instrumental podemos resaltar terremotos de magnitud moderada como los ocurridos en Mula (MbLg4,7, 1999), Bullas (M_w5,0, 2002), La Paca (M_w4,8, 2005) o Lorca (M_w5,1, 2011). Generalmente se trata de terremotos ocurridos a profundidades someras de la corteza (0–30 km) (IGN, 2022; Martínez-Solares, 2003; Stich *et al.*, 2020).

Por otra parte, en la zona de estudio también podemos encontrar diversas fallas activas que no pertenecen a la ZCBO (Figura 4). Entre ellas, podemos destacar, situada al sur, la falla de las Moreras, caracterizada por una cinemática de desgarre dextral (Acosta *et al.*, 2013; Coppier *et al.*, 1989; Rodríguez-Estrella *et al.*, 2011) con un componente inverso menor (Echeverria *et al.*, 2013). Al norte, podemos resaltar la falla de Jumilla, falla de

desgarre sinistral (Van Balen *et al.*, 2013), o la falla de Socovos, falla de desgarre dextral (Sánchez-Gómez *et al.*, 2011).

Analizando los mecanismos focales obtenidos de los terremotos de magnitud ≥2 ocurridos entre 1951 y 2013, estos reflejan principalmente un comportamiento de tipo falla de desgarre u oblicua con componente inversa de dirección E–O a NE–SO (Figura 5). Estos tipos de mecanismos focales se relacionan directamente con el comportamiento sismotéctonico de la zona de estudio, dominado por la ZCBO (Rodríguez-Escudero *et al.*, 2014).

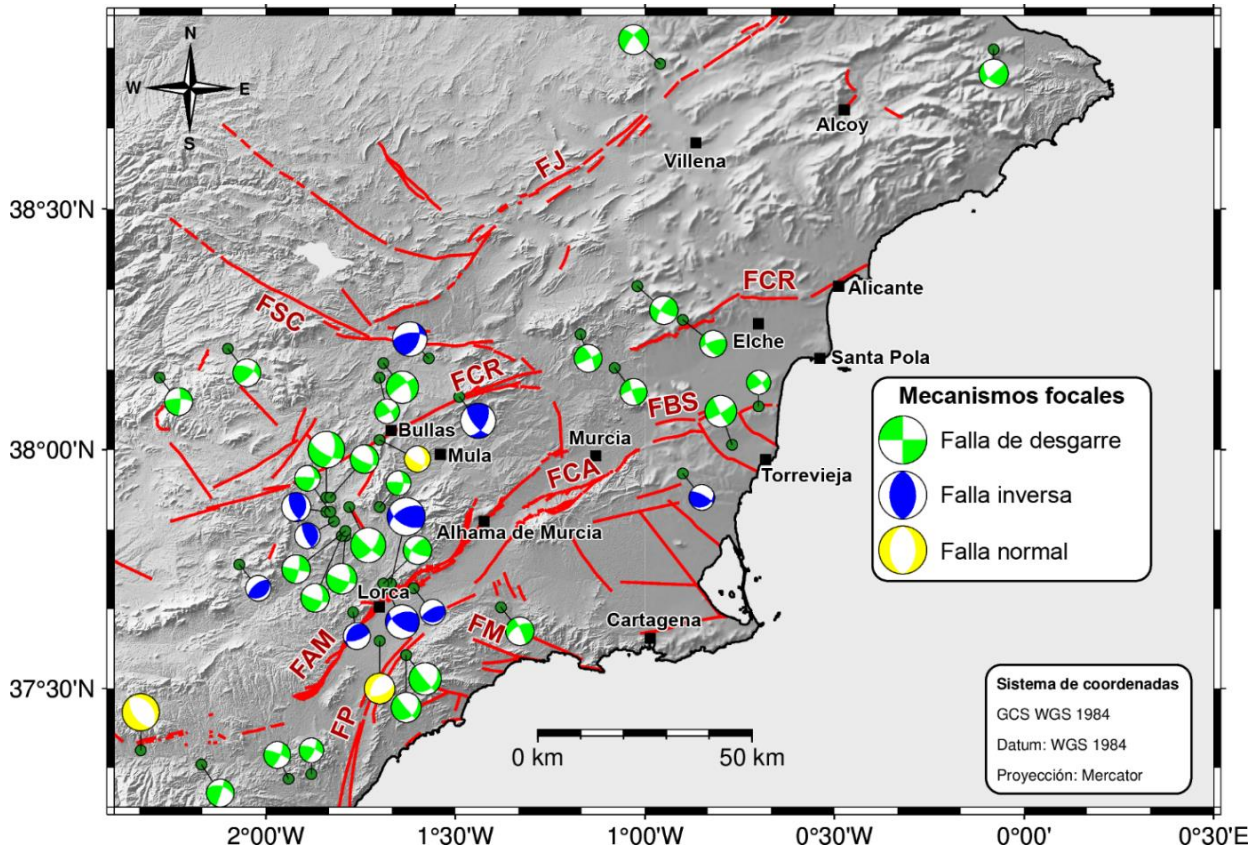


Figura 5. Mapa de los mecanismos focales de terremotos de M≥2 ocurridos en el sureste de la Cordillera Bética entre 1951 y 2013. Se encuentran clasificados por color según la componente principal del régimen tectónico que implican (falla de desgarre, falla inversa o falla normal) (Martín *et al.*, 2015; Palano *et al.*, 2015; Stich *et al.*, 2010). Las fallas activas representadas en rojo pertenecen a la base de datos *QAFI Quaternary Active Faults of Iberia* (García-Mayordomo *et al.*, 2012). MDT obtenido del *Global Multi-Resolution Topography (GMRT)* (Ryan *et al.*, 2009). Los nombres de las fallas correspondientes a las siglas presentadas se encuentran expresados en la Figura 4.

3. Estudios geodésicos previos

Actualmente, en la Península Ibérica existe una extensa red de estaciones continuas GNSS (cGNSS) y de puntos GNSS No-permanentes (sGNSS). En los últimos años, estas redes han tenido como principal objetivo la estimación del movimiento relativo entre las placas de Eurasia y de Nubia a partir de datos GNSS (p. ej., Argus *et al.*, 2011; Nocquet, 2012; Serpelloni *et al.*, 2007; Stich *et al.*, 2006) o la determinación de las tasas de deformación (*strain rates*) (p. ej., Neves *et al.*, 2014). En especial, cabe destacar el trabajo realizado por Palano *et al.* (2015), donde se obtiene el campo de velocidad cortical en la Península Ibérica y norte de África en base a nuevos datos y a datos recopilados por diversos autores (p. ej., Echeverria *et al.*, 2013; Garate *et al.*, 2015; Nocquet, 2012) de más de 340 estaciones GNSS.

En la Cordillera Bética varios estudios realizados a escala local han sido publicados (p. ej., Alfaro *et al.*, 2021; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2022; Gil *et al.*, 2005; Martin-Rojas *et al.*, 2023). En especial, cabe destacar los estudios llevados a cabo en nuestra zona de estudio, la Cordillera Bética Oriental, por Borque *et al.* (2019) y Echeverria *et al.* (2013), así como la tesis realizada por Echeverria (2015).

Echeverria *et al.* (2013), con base en los datos de la red GPS CuaTeNeo, establecida por la UB y el Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya en 1996 (Colomina *et al.*, 1998), determina que en el sureste de la Cordillera Bética Oriental el movimiento relativo respecto a Eurasia fija de dirección NNO-SSE producido por la convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia varía desde 2,0±0,2 mm/año en las estaciones situadas en la costa hasta 0,7±0,2 mm/año en las estaciones situadas en el interior. Además, realiza una estimación de la tasa de movimiento inverso-sinistral de la falla de Alhama de Murcia (y de Palomares), la cual calcula que sea de 1,5±0,3 mm/año. En el año 2019, Borque *et al.* (2019), mediante la recopilación de datos de la red GPS GESE-CV, determina que la terminación noreste de la ZCBO acomoda parte del movimiento de convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia, concretamente en torno a 0,6±0,2 mm/año. Esta convergencia da lugar a un acortamiento de dirección NNO-SSE en la Zona de falla del Bajo Segura, el cual se estima que sea de 0,2–0,7±0.2 mm/año, y a un movimiento de desgarre sinistral de dirección N70E en la falla de Crevillente, el cual calcula que sea de 0,8±0,2 mm/año.

4. Metodología

En este apartado se describe la metodología llevada a cabo para el desarrollo del presente estudio. En primer lugar, se han realizado un total de tres campañas de campo para recoger nuevos datos GNSS. Una vez finalizadas las campañas de campo, se ha efectuado el procesado de todos los datos GNSS disponibles y el cálculo de las velocidades y las tasas de deformación (*strain rates*). Finalmente, se ha procedido a la interpretación y discusión de los resultados obtenidos.

4.1. Sistemas de Navegación Global por Satélite (GNSS): GPS

Los Sistemas de Navegación Global por Satélite (GNSS, de sus siglas en inglés "*Global Navigation Satellite System*"), son un conjunto de constelaciones de satélites que se encuentran orbitando la Tierra en trayectorias específicas. Estos sistemas nos permiten obtener el posicionamiento espacial y temporal de cualquier punto de observación. A partir de ellos es posible determinar, mediante la técnica denominada "trilateración" y de manera precisa, las coordenadas geodésicas topocéntricas de dicho punto (latitud, longitud y elevación). Actualmente existen varios sistemas GNSS, de los cuales podemos destacar los siguientes: GPS, GLONASS y Galileo. De ellos, para la realización del presente proyecto se ha empleado el sistema GPS, el sistema GNSS más antiguo y, por este motivo, más utilizado y desarrollado a nivel mundial.

El sistema GPS (de sus siglas en inglés, *"Global Positioning System"*) fue desarrollado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos en los años 70. Mediante su uso, se puede determinar con precisión la posición, la velocidad y la hora de un receptor situado en la Tierra o cerca de ella de forma continua y en un sistema de referencia común (Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2012). En cuanto a la estructura de los sistemas GPS, estos se caracterizan por estar formados por tres segmentos (NOAA, 2021):

1) *Segmento espacial:* los satélites que lo conforman, entre 24–31 satélites, se encuentran orbitando la Tierra en seis planos orbitales en órbitas prácticamente circulares. Estos satélites se localizan en la Órbita Terrestre Media (MEO), a aproximadamente una altitud de 20200 km, inclinados 55º con respecto al Ecuador y con periodos orbitales de 11 horas y 58 minutos. Además, están diseñados para que al menos 4 satélites se encuentren visibles desde cualquier punto en la Tierra.
2) *Segmento de control:* se trata de una red global de estaciones de seguimiento que monitorean los datos proporcionados por los satélites con el objetivo de que estos tengan un correcto funcionamiento (p. ej., aplicar correcciones de posición orbital y temporal de los satélites o de posicionamiento de órbitas a los distintos satélites). Este segmento está formado por una estación de control principal, situada en Colorado (EE. UU.), una estación de control principal alternativa, 11 antenas de mando y control y 16 emplazamientos de seguimiento.

3) *Segmento de usuario:* está formado por el equipo receptor GPS (antena, receptor y software de procesado). A partir de los datos recogidos de los satélites por el equipo receptor se calcula la posición espacial tridimensional y temporal del punto de observación.

En cuanto a la definición de la posición mediante GNSS (y, por tanto, GPS), existen diversos métodos de posicionamiento en función de la instrumentación empleada, el grado de precisión que se desea adquirir o la técnica de procesado de los datos recogidos. Estos métodos de posicionamiento se muestran en la Figura 6.

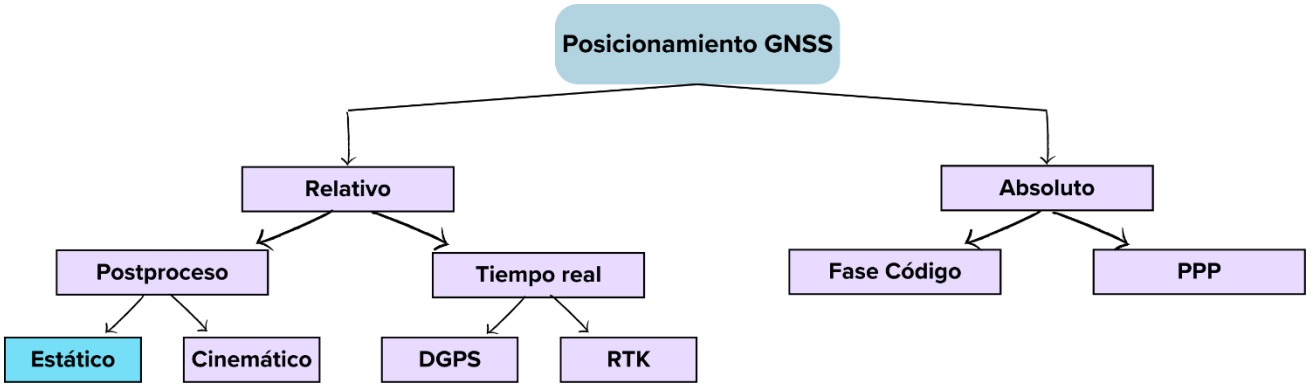


Figura 6. Técnicas de posicionamiento mediante GNSS. Resaltado en azul claro el método de procesamiento empleado.

Para el caso que nos ocupa, donde se requiere conseguir una precisión milimétrica, se ha seguido el método *Relativo Estático* (Figura 6). El cálculo de la posición siguiendo este método se realiza determinando una estación de referencia fija (A), de la cual es conocida su posición, y una estación de observación (B), de la cual se quiere conocer su posición. Ambas estaciones son observadas simultáneamente por dos satélites, *j* y *k*, en dos épocas o tiempos de observación muy próximos. Posteriormente, mediante incrementos de coordenadas o a partir de la determinación del acimut, de la distancia relativa y la diferencia de altura, se obtienen las componentes del vector (*baseline*) que une las dos estaciones A y B (Figura 7). Con estos datos se puede determinar la posición tanto mediante pseudodistancias como con medidas de fase. Se trata de un método que permite eliminar errores sistemáticos de la observación, obteniendo precisiones milimétricas.

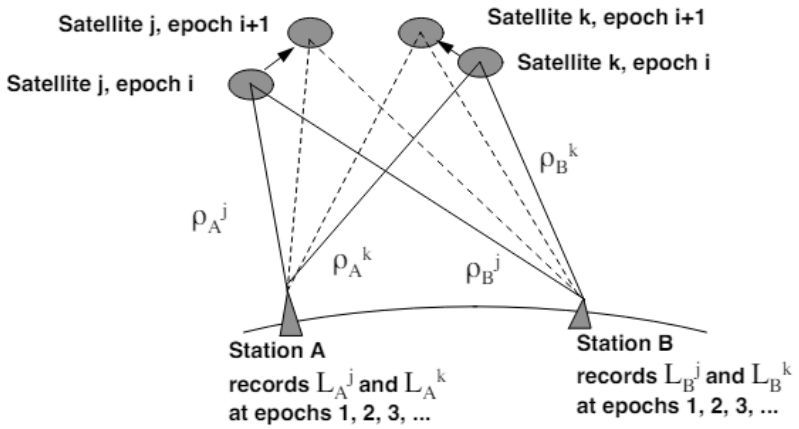


Figura 7. Esquema del cálculo de la posición relativa estática (Blewitt, 1997).

Por último, cabe destacar que las mediciones recogidas por los receptores pueden verse afectadas por errores derivados de la propagación de las señales desde los satélites hasta los receptores. Estos errores se describen brevemente a continuación (Jeffrey, 2010; Jeffrey y Munro, 2023):

1) *Errores del satélite:* se pueden producir variaciones en el reloj del satélite, induciendo a errores de sincronización en la precisión del reloj, o en las órbitas del satélite.

2) *Errores del receptor:* relacionados con las variaciones en el reloj del receptor o en el centro de fase de la antena y el *multipath*, el cual se produce cuando la señal del satélite no llega de forma directa al receptor, sino que se ve reflejada en otros objetos, como un edificio, antes de llegar al receptor.
3) *Errores de propagación de las señales:* se produce un retraso en la propagación de la señal debido, principalmente, a efectos ionosféricos (p. ej., variaciones en la actividad solar o tipo de frecuencia de radio que atraviesa la ionosfera) y troposféricos (p. ej., grado de humedad o temperatura).
4) *Errores no relacionados con los sistemas GPS:* se trata de errores producto de los efectos de la deformación de la Tierra. De ellos, se pueden destacar: mareas terrestres, mareas oceánicas, movimiento de polo, carga atmosférica y carga hidrológica.

4.2. Recogida de datos (cGPS y sGPS)

Para la realización del presente trabajo se han empleado los datos recogidos por un conjunto de redes GNSS existentes dentro de la zona de estudio. Este conjunto de redes se puede dividir en dos tipos en función del modo de adquisición de datos: redes permanentes GPS, también llamadas continuas (cGPS), o redes GPS episódicas o de campañas (sGPS) (Figura 8).

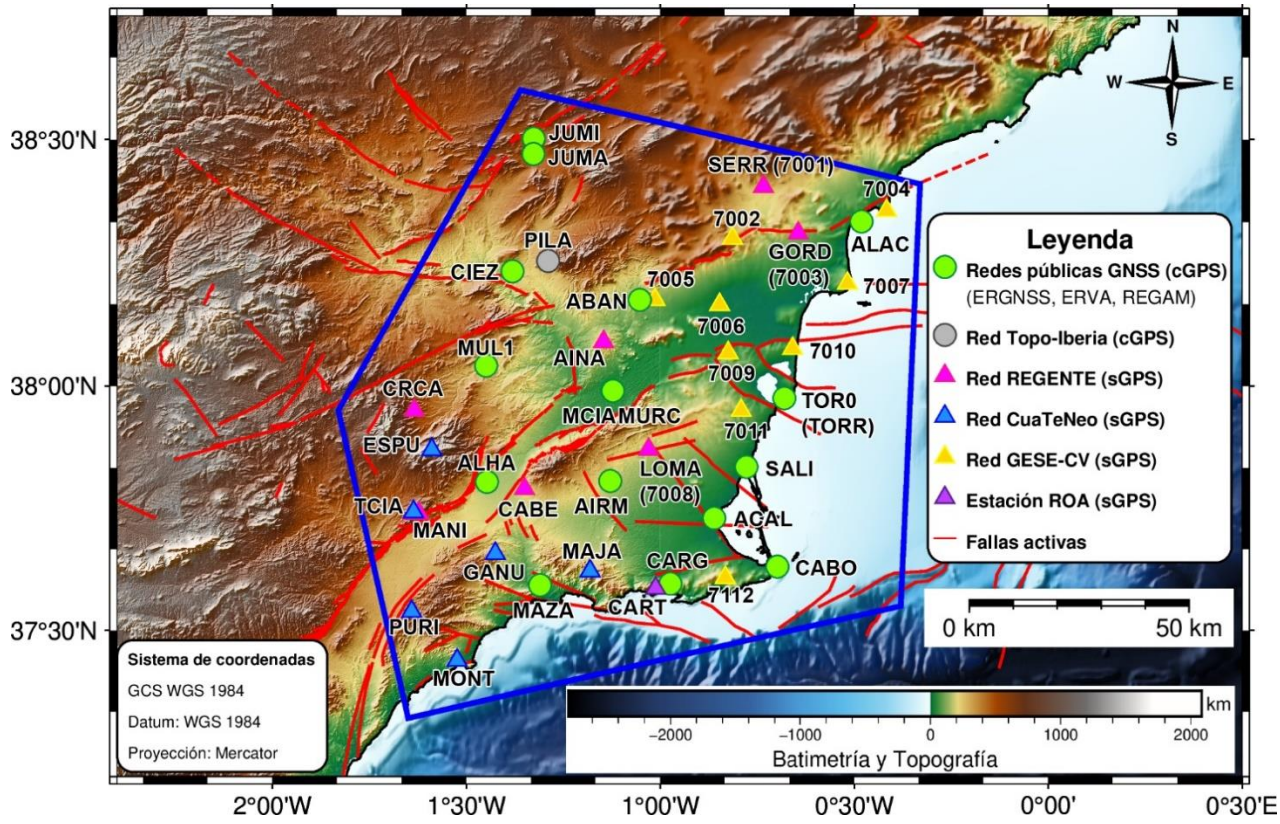


Figura 8. Ubicación de las redes continuas (cGPS) y de campañas (sGPS) empleadas en la realización de este estudio. MDT batimétrico-topográfico obtenido del *Global Multi-Resolution Topography (GMRT)* (Ryan *et al.*, 2009). Las fallas activas representadas en rojo pertenecen a la base de datos *QAFI Quaternary Active Faults of Iberia* (García-Mayordomo *et al.*, 2012). Véase Figura 4 para la identificación de las fallas. El pentágono azul corresponde con la zona de estudio.

Redes continuas GPS (cGPS)

Se trata de redes que se encuentran continuamente adquiriendo datos (generalmente cada 1 o 30 segundos), puesto que están formadas por estaciones con una antena y receptor fijos. Cabe destacar que son redes cuyos datos son principalmente de acceso libre, ya que pertenecen a organismos públicos, aunque también existen estaciones continuas GPS dentro de redes de carácter privado, como puede ser la red Topo-Iberia (Garate *et al.*, 2015). En el caso de los datos procedentes de redes cGPS públicas, debido a que el objetivo principal es el empleo de dichos datos para trabajos de topografía y cartografía, y no para la medición de movimientos lentos

de carácter tectónico, en su mayoría estos puntos están colocados encima de edificios. Consecuentemente, su estabilidad no siempre está garantizada.

En nuestro caso, se han procesado los datos recogidos por las redes continuas ERGNSS (red geodésica permanente del Instituto Geográfico Nacional), REGAM (red geodésica permanente de la Región de Murcia, unificación de las redes REGAM y MERISTEMUM), ERVA (red geodésica de la Comunidad Valenciana) y Topo-Iberia (Garate *et al.*, 2015). Concretamente, se han procesado datos de 17 estaciones continuas GPS, de ellas: 2 estaciones de la red ERGNSS, 13 estaciones de la red REGAM, 1 estación de la red ERVA y 1 estación de la red Topo-Iberia. Según Blewitt y Lavallée (2002), el periodo de tiempo mínimo necesario de datos recogidos para que la calidad de las velocidades resultantes tras el procesado sea óptima es de un mínimo de 4,5 años. Por ello, se han procesado los datos recogidos por un periodo de tiempo mayor a 4,5 años. Estos resultados han sido obtenidos de publicaciones previas (p. ej., Khazaradze y Pena-Castellnou, 2022; Khazaradze *et al.*, 2007), así como de nuevos resultados del grupo de la UB. En la Tabla A1 (*Anexo A*) se muestra un resumen del periodo de tiempo de datos procesados para cada una de las estaciones continuas. Finalmente, para acelerar el tiempo de procesado de esta cantidad de datos, las estaciones con sus correspondientes datos han sido divididas en dos subredes (SAR5 y ROB2). Es decir, dichas estaciones se han organizado en dos grupos (subredes) y se han procesado de forma simultánea. De esta manera se consigue obtener resultados en un periodo de tiempo menor.

Redes episódicas o de campañas (sGPS)

Se trata de una red de monumentos generalmente ubicados en sustrato rocoso, lo cual implica una gran estabilidad y una alta calidad de los datos recogidos para la realización de toma de datos por campañas. Para el presente trabajo se han recopilado datos tomados en la red CuaTeNeo (Khazaradze *et al.*, 2007; Echeverria, 2015; Echeverria *et al.*, 2013), perteneciente actualmente a la Universidad de Barcelona (UB); la red GESE-CV (Borque *et al.*, 2019), perteneciente a las universidades de Alicante y Jaén; la red Regente del IGN (Barandillo-Fernández y Quirós-Donate, 1996) y la estación GPS CART del Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA). En dichas redes se han realizado nuevas campañas de recogida de datos (excepto en la estación ROA) y se han tomado datos de las publicaciones previas de Borque *et al.* (2019), Echeverria (2015) y Echeverria *et al.* (2013), además de datos sin publicar. Para la adquisición de las nuevas mediciones se ha empleado un receptor Topcon GB-1000 con una antena de tipo PG-A1 w/PG, la cual ha sido orientada al Norte.

Concretamente, los datos recopilados en las estaciones de la red CuaTeNeo fueron tomados en campañas realizadas los años 1997, 2002, 2006, 2009, 2011, 2015, 2016, 2017, 2018, 2021, 2022 y 2024. Por lo que respecta a la red REGENTE, se recogieron datos en campañas realizadas en los años 1999, 2001, 2002, 2009, 2011, 2013, 2020, 2021, 2022, 2023 y 2024. En cuanto a la red GESE-CV, se adquirieron datos en los años 1999, 2001, 2002, 2019, 2020, 2021, 2022, 2023 y 2024. Por último, los datos procesados de la estación GPS perteneciente al ROA se tomaron los años 2002, 2006, 2009 y 2011. Para cada estación, todos los datos recogidos en las diversas campañas han sido procesados de manera conjunta en una subred (ROB3). Concretamente, cada campaña cuenta con un registro de observaciones de 24 a 96 horas, las cuales han sido divididas en archivos RINEX de 24 horas, y 15 o 30 segundos de intervalo de muestreo. En la Tabla A2 (*Anexo A*) se muestran las estaciones observadas en las 3 campañas realizadas en el marco del presente trabajo, así como la duración de las observaciones en cada estación.

Finalmente, tanto para los datos de las estaciones continuas, como para los datos de campañas, la generación de las soluciones de las posiciones diarias de las estaciones durante un periodo determinado de tiempo y de sus velocidades absolutas se estimaron en el marco de referencia ITRF2014 (Altamimi *et al.*, 2016). Para generar este marco de referencia común en cada subred se incluyeron las mismas 12 estaciones, denominadas "core", pertenecientes al International GNSS Service (IGS) (Figura 9) y localizadas en la placa de Eurasia. Además, se estimaron las velocidades relativas definiendo a Eurasia como marco de referencia estable.

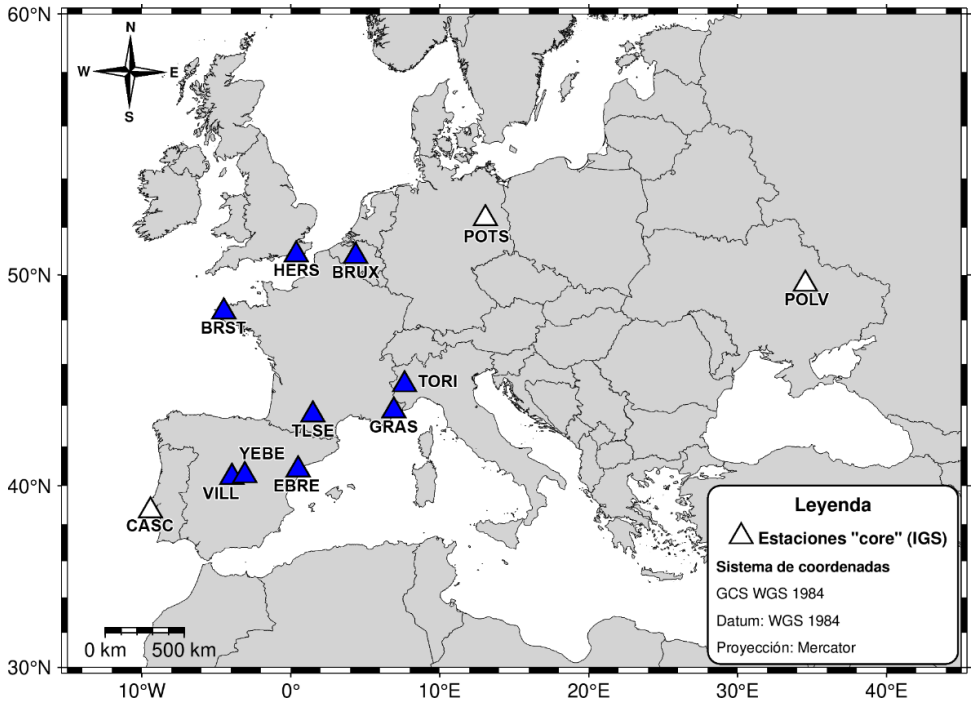


Figura 9. Ubicación de las estaciones "core" del IGS (Johnston *et al.*, 2017) procesadas en cada subred. Las estaciones en azul han sido las utilizadas para definir el marco de referencia de Eurasia en GLOBK.

4.3. Procesado de datos: GAMIT/GLOBK

El procesado de todos los datos recogidos, tanto de las estaciones continuas, como de las estaciones episódicas, se ha realizado de forma homogénea empleando el software GAMIT/GLOBK (Herring *et al.*, 2010), desarrollado por el Instituto de Tecnología de Massachussets (MIT). Para ello, se ha seguido la metodología propuesta por Echeverria (2015) y McClusky *et al.* (2000, 2003) (Figura 10).

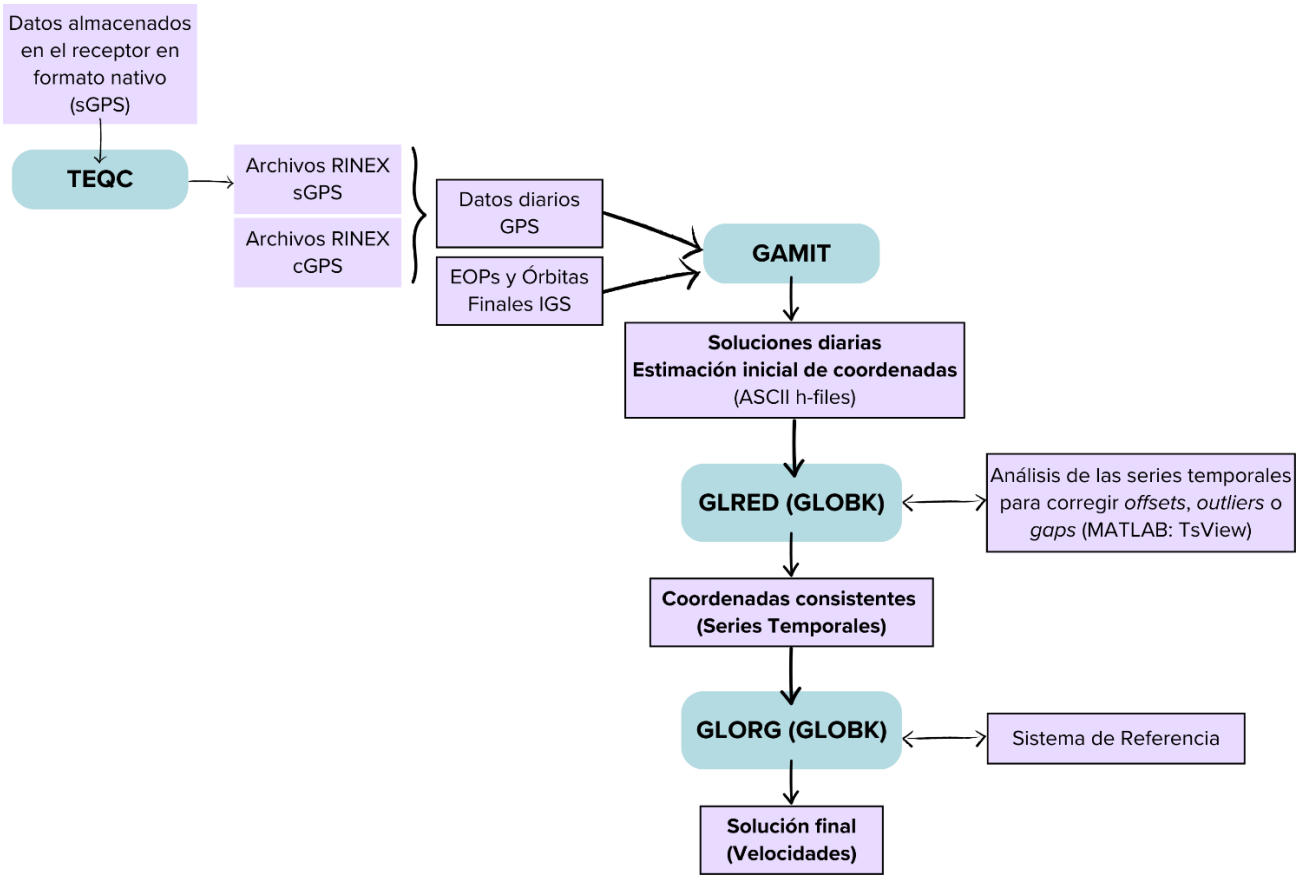


Figura 10. Metodología de trabajo con el software GAMIT/GLOBK para el procesado de datos GPS basado en Echeverria (2015) y McClusky *et al.* (2000, 2003).

En primer lugar, se ha llevado a cabo la recopilación de los archivos RINEX con todos los datos disponibles de cada estación. En el caso de los datos recogidos durante las tres campañas de campo realizadas, se ha procedido a la conversión de los archivos TPS almacenados en el receptor a archivos RINEX, mediante el software TEQC (Estey y Meertens, 1999). A continuación, se ha comenzado con el procesado de los datos ubicados en las diversas subredes empleando el software GAMIT. Este software, a partir de los datos diarios GPS, los retardos cenitales atmosféricos ocurridos en cada estación, los parámetros de orientación de la Tierra (EOPs, de sus siglas en inglés "*Earth Orientation Parameters"*) y las órbitas, emplea la técnica de las dobles diferencias de fases GPS para realizar una estimación inicial de las coordenadas de las estaciones seleccionadas, obteniendo soluciones diarias "imprecisas" en el formato binario *h-files*.

En segundo lugar, a partir de los archivos *h-files* con las soluciones diarias "imprecisas" estimadas previamente, se procede a obtener coordenadas consistentes, generando series temporales para cada estación, mediante el módulo GLRED de GLOBK. Dicho módulo emplea el filtro Kalman, el cual tiene en cuenta los valores EOPs, las órbitas, las soluciones diarias "imprecisas" y la covarianza, para determinar de manera precisa las coordenadas. Una vez obtenidas las series temporales, estas han sido analizadas en MATLAB mediante la herramienta TsView (Herring, 2003), la cual permite corregir algunos de los errores presentes en las series temporales para no disminuir la calidad de los resultados finales. En dicho análisis se han eliminado los posibles *outliers* (valores anómalos), marcado los diversos *offsets* (saltos bruscos en las series temporales, p. ej.: debido a terremotos o cambios en la antena) o visualizado de los *gaps* existentes en la serie temporal (sesgo de datos durante un periodo determinado de tiempo). Concretamente, en las series temporales de datos continuos, se han eliminado los *outliers* cuyo error asociado en la estimación de la posición sea mayor a un valor sigma de 3 y a un máximo de sigma de 50 mm. Además, se ha aplicado el filtro FOGMEX (*First-Order Gauss–Markov Extrapolation*), el cual emplea un modelo de ruido tipo *white* correlacionado con el tiempo para estimar incertidumbres en cada componente de la posición (Norte, Este, Elevación) (Herring, 2003). En caso de no aplicar este filtro, las estimaciones de las incertidumbres obtenidas para cada componente serían demasiado optimistas. Con respecto al análisis de las series temporales de datos de campañas, se ha procedido a la eliminación de los *outliers* cuyo error asociado en la estimación de la posición sea mayor a un valor sigma de 5 y a un máximo de sigma de 50 mm. Finalmente, una vez corregidos estos errores, GLRED (GLOBK) proporciona coordenadas consistentes para la obtención de la velocidad. En el *Anexo C* y *Anexo D* se muestran las series temporales de las estaciones sGPS y cGPS procesadas.

En tercer lugar, mediante el módulo GLORG de GLOBK se calculan las velocidades absolutas horizontales para cada punto de observación. Para ello, todos los datos generados son combinados en una solución única, donde se estima la velocidad, la posición y las incertidumbres para cada punto de observación y bajo un marco de referencia común, en nuestro caso ITRF2014 (Altamimi *et al.*, 2016), definido en base a la selección de un conjunto de estaciones "core" pertenecientes a la red IGS (Figura 9). Por último, se lleva a cabo la estimación de las velocidades relativas a la placa de Eurasia fija, teniendo en cuenta las velocidades en las siguientes 9 estaciones "core": BRST, BRUX, EBRE, GRAS, HERS, TLSE, TORI, VILL y YEBE.

4.4. Cálculo de las tasas de deformación (*strain rates*): SSPX

Para la determinación de las tasas de deformación de la zona de estudio se ha empleado el software SSPX (Cardozo y Allmendinger, 2009). Concretamente, el software calcula y representa en diversos mapas los cuatro tipos de deformación existentes (Figura 11):

1) *Traslación y rotación (deformaciones de cuerpo rígido):* se trata de una deformación rígida del cuerpo, donde se producen cambios en la posición.
2) *Dilatación y distorsión (deformaciones internas):* la deformación implica un cambio en la forma y/o geometría interna del cuerpo. Por un lado, la dilatación genera una modificación de la geometría interna del cuerpo, pero no cambia la forma. Esto produce un cambio en el área, obteniendo signos

positivos cuando se trata de extensión y negativos cuando se produce acortamiento. Mientras que la distorsión produce un cambio en la forma del cuerpo.

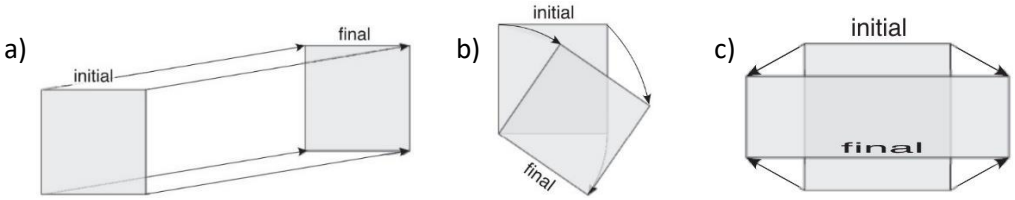


Figura 11. Componentes de la deformación (Allmendinger *et al.*, 2011). a) Traslación, b) Rotación y c) Dilatación y distorsión.

En dicho software, a partir de los datos de desplazamiento y velocidades GPS estimados previamente, se calculan los tensores bidimensionales de deformación óptimos en la zona mediante un modelado inverso. Para ello, se sigue la ecuación matricial definida a continuación, donde el vector de desplazamiento especifica la posición del objeto como origen o referencia a la posición anterior (Cardozo y Allmendinger, 2009; Echeverria, 2015):

$$d = G * m \qquad \text{[Ec. 1]}$$

Donde: *d* = vector con las velocidades conocidas; *G* = matriz con las posiciones iniciales de las estaciones; *m* = vector de parámetros del modelo desconocidos.

Por tanto, mediante su empleo es posible calcular la deformación que afecta al objeto conociendo la primera y la última posición de este (Cardozo y Allmendinger, 2009). Además, este programa cuenta con varios métodos de cálculo de la deformación: (1) *Best Fit for All*, (2) *Best Fit for Selected*, (3) *Strain at Point*, (4) *Strain at Stations*, (5) *Delaunay*, (6) *Grid-Nearest Neighbor*, y (7*) Grid-Distance Weighted*. En nuestro caso, el método seleccionado es el "*Grid-Distance Weighted*", ya que se caracteriza por ser especialmente eficaz en la visualización de patrones regionales. Se trata de un método que calcula la deformación teniendo en cuenta todas las estaciones de la zona de estudio, aunque la contribución de cada estación GNSS al cálculo está sujeta a la distancia de esta al centro de la celda (Cardozo y Allmendinger, 2009).

En el presente trabajo, para el análisis de la deformación de acortamiento/extensión y de la deformación de cizalla, se ha definido un tamaño de celda de 15 km y se ha determinado un valor de α, la constante que determina cómo disminuye la influencia de una estación con la distancia, de 30 km.

5. Resultados

5.1. Velocidades GPS

Tras el procesado de los datos siguiendo la metodología previamente descrita, propuesta por Echeverria (2015) y McClusky *et al.* (2000, 2003), se obtiene el campo de velocidades horizontales que se muestra en la Tabla 1 y Figura 12, definiendo a Eurasia como marco de referencia estable (ITRF2014, Altamimi *et al.*, 2016).

En total, se representan las velocidades horizontales de 23 estaciones episódicas (sGPS) y de 17 estaciones continuas (cGPS). De ellas, cabe destacar que algunas estaciones no han sido consideradas en el análisis de los resultados debido al estado físico en el que se encuentran los monumentos, algunos parcialmente destruidos o situados en emplazamientos inestables. Estas características hacen que los resultados obtenidos en dichas estaciones sean anómalos y poco fiables. Concretamente, las estaciones que se han excluido por este motivo de las interpretaciones son: 7004, ABAN, MAJA y AIRM. Además, la estación continua "ALHA" tampoco se ha tenido en cuenta para el análisis. Esto se debe a que este punto está afectado por la subsidencia que está ocurriendo en la cuenca del río Guadalentín (p. ej., Bru *et al.*, 2022), exhibiendo un movimiento en dirección contraria a la tendencia general (Figura 12). Por tanto, sus resultados no están relacionados con la dinámica tectónica a la que está sometida la zona de estudio. Finalmente, en la estación CART no ha sido posible realizar

nuevas medidas debido a la imposibilidad de acceder al monumento, por lo que la velocidad obtenida hay que tomarla con precaución ya que se trata de datos no actualizados.

Tabla 1. Velocidades horizontales (mm/año) tomando a Eurasia como marco de referencia estable (ITRF2014, Altamimi *et al.*, 2016) con incertidumbres de 1σ. VE: componente este de la velocidad; VN: componente norte de la velocidad; V_{Hor}: magnitud horizontal de la velocidad; ρ: valores de correlación entre la componente este y la norte; σE: incertidumbre de 1σ de la componente este de la velocidad; σN: incertidumbre de 1σ de la componente norte de la velocidad; σV_{Hor}: incertidumbre de 1σ de la magnitud horizontal de la velocidad; Az: acimut de la magnitud horizontal de la velocidad. Las estaciones en negrita corresponden a estaciones continuas (cGPS).

Estaciones	Coordenadas		Velocidades horizontales (mm/año)							Az (ºN)
	Latitud (ºN)	Longitud (ºE)	VE	σE	VN	σN	ρ	V_{Hor}	σV_{Hor}	
7002	38,3000	-0,8133	-0,40	±0,24	0,90	±0,30	0,0	1,0	±0,3	336
7004	38,3564	-0,4167	1,37	±0,24	0,91	±0,30	0,0	1,6	±0,3	56
7005	38,1757	-1,0136	0,25	±0,22	0,33	±0,25	0,1	0,4	±0,3	37
7006	38,1651	-0,8469	0,08	±0,26	1,11	±0,31	0,0	1,1	±0,3	4
7007	38,2086	-0,5171	0,22	±0,17	1,05	±0,24	0,0	1,1	±0,2	12
7009	38,0673	-0,8250	0,14	±0,30	0,88	±0,36	0,0	0,9	±0,4	9
7010	38,0759	-0,6587	0,41	±0,24	1,01	±0,30	0,1	1,1	±0,3	22
7011	37,9499	-0,7912	-0,18	±0,19	1,19	±0,23	0,1	1,2	±0,2	351
7112	37,6083	-0,8325	-0,17	±0,50	1,25	±0,58	0,0	1,3	±0,6	352
ABAN	38,1751	-1,0537	-0,22	±0,08	1,65	±0,12	-0,1	1,7	±0,1	352
ACAL	37,7308	-0,8608	0,12	±0,07	1,50	±0,12	-0,2	1,5	±0,1	5
AINA	38,0897	-1,1459	-0,02	±0,22	0,75	±0,27	0,1	0,8	±0,3	358
AIRM	37,8065	-1,1286	-0,80	±0,08	0,72	±0,09	-0,1	1,1	±0,1	312
ALAC	38,3389	-0,4812	0,01	±0,10	0,64	±0,11	-0,1	0,6	±0,1	1
ALHA	37,8042	-1,4467	1,24	±0,12	-1,07	±0,23	0,0	1,6	±0,2	131
CABE	37,7888	-1,3503	0,64	±0,30	1,10	±0,38	0,0	1,3	±0,4	30
CABO	37,6309	-0,6984	-0,06	±0,10	1,44	±0,14	-0,1	1,4	±0,1	358
CARG	37,5966	-0,9739	-0,83	±0,10	2,01	±0,11	-0,1	2,2	±0,1	338
CART	37,5868	-1,0120	-0,15	±0,19	0,94	±0,24	0,1	1,0	±0,2	351
CIEZ	38,2332	-1,3809	-0,33	±0,08	1,11	±0,10	0,0	1,2	±0,1	343
CRCA	37,9545	-1,6343	-0,80	±0,21	0,30	±0,26	0,1	0,9	±0,2	291
ESPU	37,8703	-1,5889	-0,46	±0,09	0,20	±0,16	0,3	0,5	±0,1	293
GANU	37,6581	-1,4253	0,10	±0,11	1,38	±0,16	0,2	1,4	±0,2	4
GORD (7003)	38,3106	-0,6446	0,12	±0,11	0,84	±0,18	0,1	0,8	±0,2	8
JUMA	38,5021	-1,3256	-0,05	±0,07	0,50	±0,12	0,0	0,5	±0,1	354
JUMI	38,4712	-1,3272	-0,14	±0,07	-0,19	±0,08	0,0	0,2	±0,1	216
LOMA (7008)	37,8705	-1,0301	-0,03	±0,10	0,95	±0,16	0,2	1,0	±0,2	358
MAJA	37,6225	-1,1811	-0,24	±0,10	1,33	±0,17	0,2	1,4	±0,2	350
MANI	37,7424	-1,6230	-0,41	±0,22	-0,09	±0,29	0,1	0,4	±0,2	258
MAZA	37,5934	-1,3105	-0,35	±0,08	2,10	±0,20	-0,1	2,1	±0,2	351
MCIA	37,9902	-1,1225	0,05	±0,06	1,20	±0,08	-0,2	1,2	±0,1	2
MONT	37,4388	-1,5240	-0,09	±0,09	1,68	±0,15	0,3	1,7	±0,1	357
MUL1	-1,4488	38,0411	-0,52	±0,07	0,52	±0,13	-0,1	0,7	±0,1	315
MURC	37,9922	-1,1247	0,05	±0,06	1,20	±0,08	-0,2	1,2	±0,1	2
PILA	38,2543	-1,2894	-0,53	±0,09	1,25	±0,12	-0,3	1,4	±0,1	337
PURI	37,5377	-1,6425	-0,43	±0,12	1,60	±0,20	0,2	1,7	±0,2	345
SALI	37,8349	-0,7785	-0,15	±0,11	1,14	±0,09	-0,2	1,1	±0,1	353
SERR (7001)	38,4051	-0,7340	-0,34	±0,13	-0,01	±0,16	0,1	0,3	±0,1	268
TCIA	37,7419	-1,6373	-0,50	±0,15	0,09	±0,20	0,1	0,5	±0,1	280
TOR0 (TORR)	37,9753	-0,6809	-0,09	±0,06	0,92	±0,11	0,8	0,9	±0,13	354

La obtención del campo de velocidades horizontales en el marco de referencia de Eurasia fija (Tabla 1; Figura 12) ha permitido diferenciar varias direcciones preferentes de movimiento de los vectores de velocidades GPS. En primer lugar, se observa un conjunto de 15 estaciones cuyo movimiento se dirige hacia el NNO-N, tratándose de la dirección de movimiento predominante en la zona de estudio. Estas estaciones son: 7002, 7011, 7112, AINA, CABO, CARG, CART, CIEZ, LOMA, MAJA, MONT, PILA, PURI, SALI y TOR0, las cuales están ubicadas mayoritariamente al sur-sureste de la zona de estudio. A continuación, se identifica un segundo conjunto de estaciones con un movimiento preferente hacia el N-NNE. Se trata de 12 estaciones ubicadas

principalmente al nor-noreste de la zona de estudio, las cuales son: 7005, 7006, 7007, 7009, 7010, ACAL, ALAC, CABE, GANU, GORD, MCIA y MURC. Por otra parte, se detecta un movimiento de dirección O-NO concentrado al oeste de la falla de Alhama de Murcia (FAM), en las estaciones CRCA, ESPU, MUL1 y TCIA. Finalmente, se obtienen una serie de estaciones donde las velocidades obtenidas se encuentran por debajo del error calculado. Es decir, el módulo obtenido está por debajo de la resolución que alcanzamos empleando la técnica GPS y, por tanto, los vectores no son estadísticamente significativos. Esto implica que en dichas estaciones no es posible realizar interpretaciones fundadas basándonos en sus velocidades. Las estaciones cuya velocidad se encuentra por debajo del error calculado y, por tanto, implican que no se mueven dentro de su incertidumbre son: JUMI, JUMA, SERR y MANI.

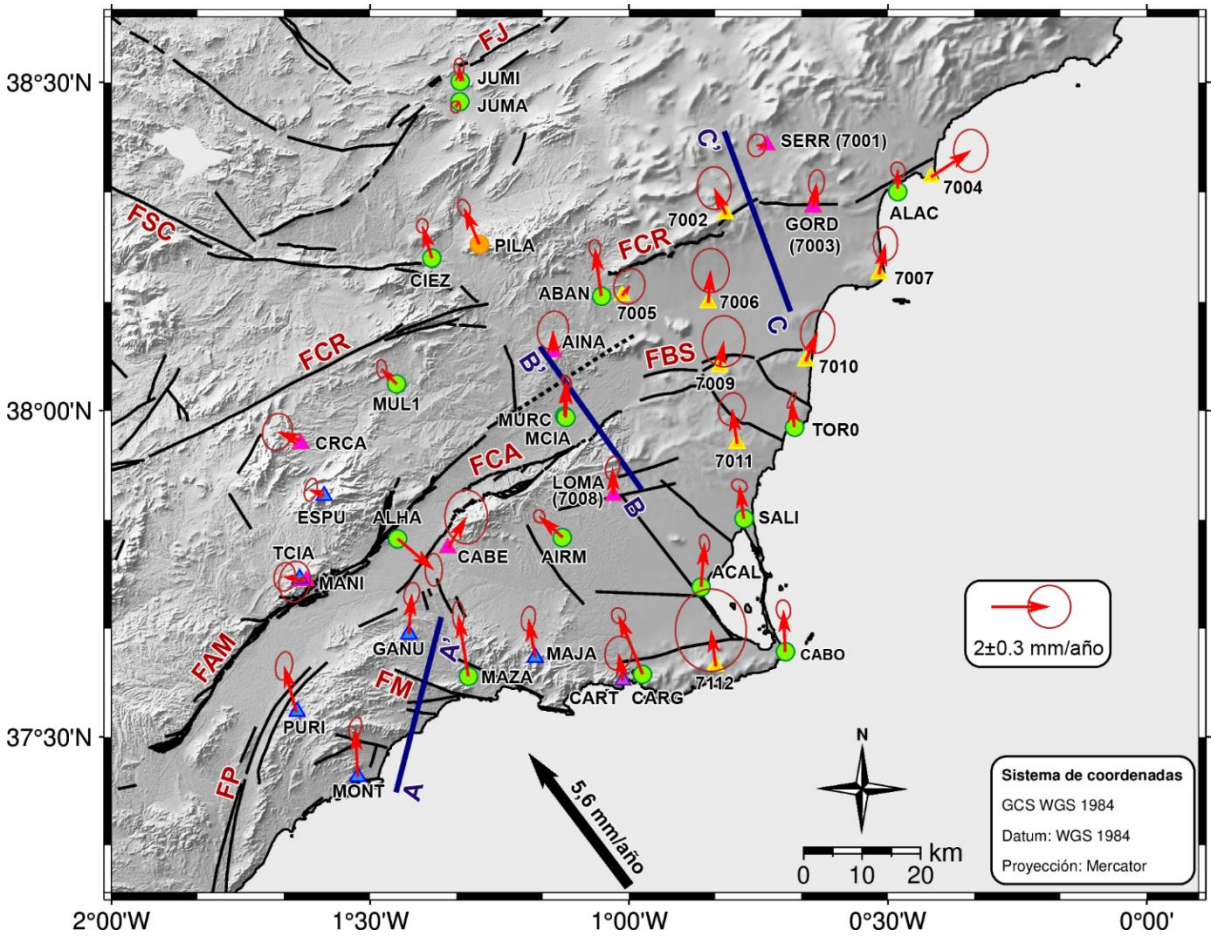


Figura 12. Mapa de las velocidades horizontales respecto a Eurasia fija (ITRF2014, Altamimi *et al.*, 2016) con las elipses de incertidumbres del 95% de confianza. MDT obtenido del *Global Multi-Resolution Topography (GMRT)* (Ryan *et al.*, 2009). Las fallas activas representadas en negro pertenecen a la base de datos *QAFI Quaternary Active Faults of Iberia* (García-Mayordomo *et al.*, 2012). Los nombres de las fallas correspondientes a las siglas presentadas se encuentran expresados en la Figura 4. Se dibuja con una línea de puntos negra la supuesta continuación de la falla de Alhama de Murcia discutida en el texto (véase Apartado 6.2.2). La velocidad de convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia se representa con una flecha negra, obtenida del modelo NNR-MORVEL56 (Argus *et al.*, 2011). Los perfiles de velocidades A-A' (Figura 14), B-B' (Figura 15) y C-C' (Figura 16) se muestran en color azul oscuro.

En cuanto a las velocidades obtenidas, se observa que las velocidades más altas se localizan en la zona de costa del sector sur-sureste, en la región de Murcia, donde se obtienen velocidades de 1-2 mm/año. Sin embargo, en este sector se detecta una estación con un comportamiento algo anómalo, la estación CART, cuya velocidad es de 1,0 mm/año, menos de la mitad que la velocidad de la estación próxima CARG, la cual presenta una velocidad de 2,2 mm/año (Figura 12). Aunque, como se ha comentado anteriormente, la estación CART se midió por última vez en 2011 y, por tanto, el valor de velocidad de dicha estación hay que tomarlo con cautela. En la zona norte de costa, en la provincia de Alicante, las velocidades disminuyen progresivamente hacia el norte, obteniendo velocidades cercanas a 1 mm/año o ligeramente por encima. Finalmente, en el sector oeste de la zona de estudio, se detecta una mayor disminución de las velocidades (<1 mm/año), como en la estación

ESPU, con una velocidad de 0,50 mm/año. Es relevante mencionar que, en esta parte más occidental, concretamente al noroeste, existen tres estaciones cGPS que no siguen el patrón general de disminución de la velocidad, alcanzando incluso velocidades mayores que las de la costa norte. Estas estaciones son CIEZ, cuya velocidad es de 1,2 mm/año; PILA, cuya velocidad es de 1,4 mm/año, y MUL1, cuya velocidad es de 0,7 mm/año.

5.2. Tasas de deformación (*strain rates*)

El cálculo de los tensores de deformación se realiza a partir de las velocidades horizontales obtenidas previamente (con valores de incertidumbre de 1σ). En la Figura 13 se representan los ejes de deformación horizontal ($\varepsilon_{mín}$ y $\varepsilon_{máx}$) (Figura 13a) y las velocidades máximas de deformación de cizalla ($\varepsilon_{sh\text{-}máx}$) (Figura 13b), ambos expresados en nstrain/año.

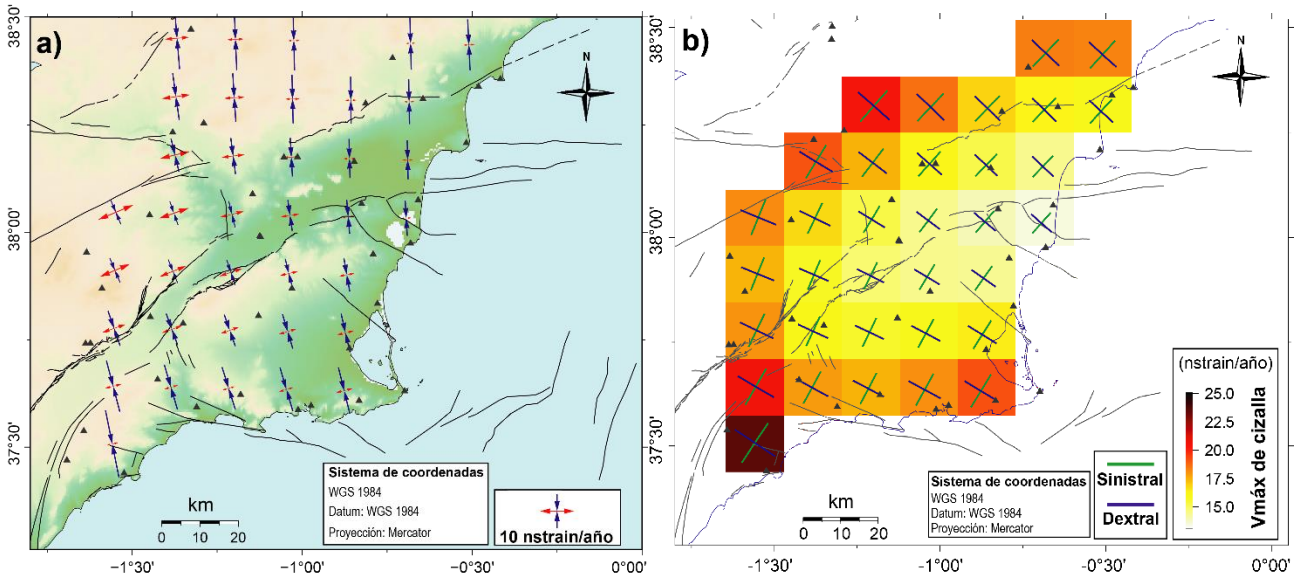


Figura 13. Tasas de deformación geodésica obtenidas a partir de las velocidades horizontales GPS. Calculado sobre celdas de 15 km con el método "Grid-Distance Weighted" utilizando el software SSPX (Cardozo y Allmendinger, 2009). a) Ejes principales de las tasas de deformación geodésicas horizontales. Los ejes azules convergentes, con valores de deformación negativos, indican acortamiento. Los ejes rojos divergentes, con valores de deformación positivos, indican extensión. b) Tasas de deformación de cizalla geodésica. Las orientaciones de un movimiento de cizalla sinistral se muestran con una línea verde, mientras que las orientaciones de un movimiento de cizalla dextral se representan con una línea azul oscuro. Los triángulos se corresponden con la ubicación de las estaciones GPS utilizadas en el cálculo.

En la Figura 13a, los ejes de deformación azules convergentes, con valores de deformación negativos, indican acortamiento, mientras que los ejes de deformación rojos divergentes, con valores de deformación positivos, muestran extensión. En la Figura 13b se muestra la sección horizontal del campo de deformación de cizalla, el cual se computa utilizando una malla de celdas del tamaño definido en el apartado de metodología (15 km). Para su cálculo, SSPX determina cómo se mueven cada una de las celdas a partir de los datos GPS y, con ello, estima la velocidad del desplazamiento de cizalla y la orientación de los planos teóricos según los cuales el desplazamiento de cizalla de la celda es máximo. Por tanto, de los planos de cizalla conjugados que calcula (líneas azules para un desplazamiento dextral y líneas verdes para un desplazamiento sinistral en la Figura 13b) uno de ellos debe ser subparalelo a las estructuras geológicas principales.

Los ejes de deformación obtenidos en la zona de estudio muestran un predominio del régimen de acortamiento, cuya orientación de los ejes rota de NNO-SSE a NNE-SSO hacia el noreste de la zona estudiada (Figura 13a). Tanto el predominio del régimen de acortamiento, como la orientación de sus ejes, están en concordancia con las estructuras geológicas y la dirección de convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia (323±1,8 (Argus *et al.*, 2011)). La velocidad de deformación mínima ($\varepsilon_{mín}$) calculada muestra un acortamiento máximo de -20±2 nstrain/año, produciéndose en el sector suroeste de la zona de estudio,

mientras que el acortamiento mínimo se produce en el sector oeste-central del área de estudio, y cuyo valor es de $\varepsilon_{mín}$= -7±1 nstrain/año. En cuanto a los valores de extensión obtenidos, estos alcanzan un valor máximo de $\varepsilon_{máx}$= 11±3 nstrain/año, concentrándose en la zona oeste-central (Figura 13a).

En relación con la máxima deformación de cizalla obtenida ($\varepsilon_{sh\text{-}máx}$), esta se localiza principalmente en el sector sur de la falla de Alhama de Murcia (Figura 13b), obteniendo un valor máximo de 25±1 nstrain/año. Por último, la dirección de los planos de cizalla sinistral (líneas de color verde en la Figura 13b), se ajustan de forma subparalela a las direcciones de las diversas fallas de la ZCBO con movimiento sinistral que existen en la zona (p. ej., FAM), lo cual concuerda con los mecanismos focales de tipo sinistral predominantes en la zona (Figura 5).

6. Discusión

6.1. Campo de velocidades horizontales

El campo de velocidades horizontales, representado con un 95% de límite de confianza en la Figura 12, refleja valores de velocidad comprendidos principalmente entre 1-2 mm/año en el sector sur de la zona de estudio (p. ej., MONT, GANU, PURI, ACAL o CABO). Si asumimos un modelo de deformación rígido, en el cual los desplazamientos se producen exclusivamente a lo largo de las fallas activas, los valores obtenidos implican que las fallas presentes en este sector estarían absorbiendo una proporción muy significativa de la deformación generada por la convergencia entre placas (de 5,6 mm/año según el modelo NNR-MORVEL56, Argus *et al.*, 2011). Hacia el noreste, también se detectan velocidades significativas, de ≈1 mm/año (p. ej., 7011, 7010, 7006 o 7007), lo cual implica que dicha zona también estaría acumulando deformación, aunque en menor medida que el sector de la FAM. Finalmente, en el sector oeste, se obtienen velocidades de ≈1 mm/año en las estaciones PILA, CIEZ, MUL1 y CRCA, mientras que en las estaciones ESPU, TCIA y MANI, localizadas en la sierra de Tercia y norte de la FAM, las velocidades observadas se encuentran ligeramente por encima de 0 mm/año. Sin embargo, los vectores de estas tres últimas estaciones presentan una incertidumbre elevada, por lo que sus velocidades son estadísticamente no significativas, es decir, no se mueven dentro de su incertidumbre. Por tanto, teniendo en cuenta las velocidades obtenidas en las estaciones PILA, CIEZ y MUL1, cuya ratio velocidad/ruido es razonable, nos podrían indicar que la zona noroeste se encuentra desplazándose hacia el NNO. Estos datos son coherentes con los terremotos registrados (p. ej., Mula, M_w5,1, 1999 (Buforn *et al.*, 2005)) en esta zona y con las estructuras geológicas presentes, como la falla de Socovos o el sector Murcia de la falla de Crevillente (Figura 4).

Al contrario, en el sector norte existen tres estaciones cuyas velocidades son notablemente inferiores a 1 mm/año (SERR, JUMI y JUMA; Tabla 1 y Figura 12). Las velocidades obtenidas implican que estas estaciones estarían situadas en una zona prácticamente estable con respecto a Eurasia y, por tanto, la deformación que asumen es significativamente baja.

En cuanto a las orientaciones de los vectores de velocidades, se observan mayoritariamente vectores subparalelos a la dirección de convergencia de placas de Eurasia y Nubia (323±1,8 según Argus *et al.* (2011)). Esta orientación no es totalmente paralela a la dirección de convergencia de placas ya que se podría ver parcialmente afectada por la cinemática local que presentan las fallas o por procesos geodinámicos profundos.

Los datos GNSS recogidos para la obtención del campo de velocidades horizontales se componen de nuevas campañas de toma de datos, de datos sin publicar y los datos publicados por Echeverria *et al.* (2013) y Borque *et al.* (2019). Por tanto, como es de esperar, los resultados obtenidos son coherentes con los de dichos autores, tanto en lo que respecta a su magnitud como a su orientación.

6.2. Cinemática de fallas

En la CBO, los estudios publicados hasta el momento indican que las fallas presentes muestran tasas de velocidad que varían entre los 0,7-1,5±0,3 mm/año (Borque *et al.*, 2019; Echeverria, 2015; Echeverria *et al.*, 2013, 2015). En nuestro caso, se han seleccionado tres fallas de especial interés para el análisis y la discusión de su cinemática; estas son: falla de las Moreras, falla de Carrascoy y falla de Crevillente (Figura 12).

En cada una de estas fallas se han trazado dos perfiles: uno perpendicular y otro paralelo a la falla, sobre los que se han proyectado las velocidades horizontales GPS obtenidas (con una incertidumbre de 1σ). Para proyectar las velocidades en los perfiles se ha utilizado el software MATLAB, empleando la herramienta Velview (Herring, 2003). Concretamente, a partir de los perfiles perpendiculares es posible determinar la tasa de acortamiento (ΔV_A), es decir, si la falla presenta un comportamiento inverso, y la tasa de extensión (ΔV_E), es decir, si la falla presenta un comportamiento normal. Con la información proveniente de los perfiles paralelos se calcula la tasa de desplazamiento lateral, pudiendo definir si la falla presenta un movimiento dextral ($\Delta V_{SS\text{-}D}$) o uno sinistral ($\Delta V_{SS\text{-}S}$). El cálculo de las incertidumbres combinadas se ha realizado siguiendo la metodología propuesta por Taylor (1997) sobre promedios ponderados. En el *Anexo A* se recogen los valores de las velocidades proyectadas y sus incertidumbres obtenidas en cada perfil (Tabla A3), mientras que en el *Anexo B* se especifica el procedimiento de cálculo de los movimientos diferenciales y sus incertidumbres combinadas.

Para realizar el análisis de la cinemática, se ha considerado un modelo de bloque rígido. Este modelo supone que no existe deformación interna de los bloques de las fallas y, por tanto, toda la deformación es acumulada por la falla activa situada entre ambos bloques (Alfaro *et al.*, 2021; Borque *et al.*, 2019; Martin-Rojas *et al.*, 2023).

6.2.1. Falla de las Moreras

La falla de las Moreras presenta una dirección N104E (Figura 4). Se trata de una falla de desgarre dextral (Acosta *et al.*, 2013; Coppier *et al.*, 1989; Rodríguez-Estrella *et al.*, 2011) con un componente inverso menor (Echeverria *et al.*, 2013).

Para determinar su movimiento diferencial se han calculado las componentes de velocidad perpendiculares y paralelas a la falla para las estaciones PURI y MONT, situadas en el bloque sur, y de las estaciones GANU, MAZA y MAJA, ubicadas en el bloque norte, a lo largo del perfil A-A' (Figura 14; véase ubicación del perfil en la Figura 12). Como se ha comentado anteriormente, la estación MAZA no se tendrá en cuenta para la discusión de los resultados debido a la inestabilidad del monumento, ubicado encima de un edificio del puerto.

Determinación de la extensión o acortamiento

Analizando los resultados obtenidos de las componentes perpendiculares a la falla, se obtiene un movimiento diferencial de acortamiento de ΔV_A=0,2±0,2 mm/año (Figura 14a), estadísticamente no significativo. Este valor es notablemente menor al valor obtenido por Echeverria *et al.* (2013) para las fallas de Alhama de Murcia y Palomares, de ΔV_A=0,8±0,4 mm/año, las cuales están situadas ligeramente al norte de la falla de las Moreras. Esta notable diferencia en los movimientos diferenciales de acortamiento obtenidos podría deberse a una posible transferencia actual de la deformación hacía las fallas de Alhama de Murcia y Palomares. En este caso, dichas fallas estarían acumulando gran parte de la deformación producida por el régimen convergente característico de la zona, mientras que la falla de las Moreras se encontraría acumulando una escasa deformación. Esto viene apoyado por la distribución de la sismicidad histórica e instrumental (Figura 4), ya que existe un mayor número de eventos sísmicos en las fallas de Alhama de Murcia y Palomares que en la falla de las Moreras. Además, estos datos corroboran la interpretación realizada por Echeverria *et al.* (2013) a partir de los datos geodésicos publicados, donde supone que la falla de las Moreras presenta una componente inversa menor.

Determinación del desplazamiento lateral ("strike-slip")

Para determinar el desplazamiento lateral de la falla de las Moreras, se discuten los resultados obtenidos a partir de la proyección de las componentes paralelas a la falla. En este caso, se obtiene un movimiento diferencial dextral de 0,3±0,2 mm/año (Figura 14b). Comparando el resultado obtenido con los datos publicados por Echeverria *et al.* (2013) de las fallas de Alhama de Murcia y Palomares, el movimiento dextral calculado para la falla de las Moreras se encuentra muy por debajo de las tasas de movimiento sinistral resultantes para dichas fallas. Concretamente, el movimiento sinistral en la falla de Alhama de Murcia (y de Palomares) lo tasan en 1,5±0,3 mm/año (Echeverria *et al.*, 2013). Se trata de movimientos que sobrepasan en aproximadamente ≈1 mm/año los obtenidos en este trabajo para la falla de las Moreras. Por tanto, en este caso también se sustenta la hipótesis comentada anteriormente sobre que la deformación que se podría estar acumulando en la falla de las Moreras actualmente sería mínima, mientras que las fallas de Alhama de Murcia y de Palomares podrían estar absorbiendo la mayor parte de la deformación en la zona, lo cual podría implicar un aumento significativo de la peligrosidad sísmica en las zonas circundantes a estas fallas.

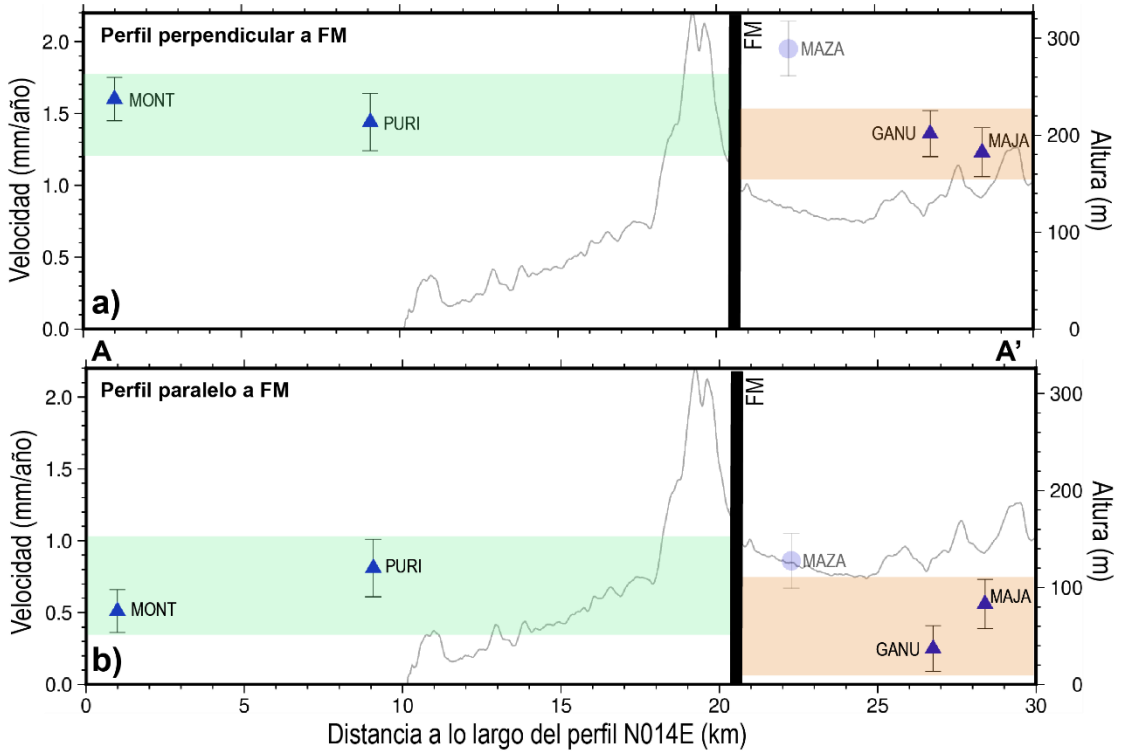


Figura 14. Velocidades proyectadas del Perfil A-A' (acimut N014E) perpendicular a la falla de las Moreras (FM). Barras de error de 1σ. Franjas coloreadas representando las incertidumbres combinadas (σ_C en *Anexo B*). Las estaciones representadas con triángulos corresponden a estaciones sGPS, mientras que las representadas con círculos corresponden a estaciones cGPS. La estación MAZA se representa en el perfil con mayor transparencia, ya que sus resultados no se consideran fiables debido a la baja estabilidad en la que se encuentra el monumento. La línea negra gruesa se corresponde con la intersección de la falla de las Moreras (FM) con la topografía. La topografía se representa con una línea gris irregular. Véase Figura 12 para ubicar el perfil A-A'. a) Representación de las velocidades perpendiculares a FM (N014E). b) Representación de las velocidades paralelas a FM (N104E).

6.2.2. Falla de Carrascoy (segmento NE)

La falla de Carrascoy, ubicada en la zona central de la ZCBO presenta una dirección aproximada de N55E (Figura 4) y se divide en dos segmentos en función del patrón estructural y la cinemática que presentan. Por un lado, el segmento SO se compone de un conjunto de pliegues y cabalgamientos, mientras que el segmento NE se caracteriza por una cinemática de movimiento inverso-sinistral (Martín-Banda, 2020; Martín-Banda *et al.*, 2016, 2021; Sanz de Galdeano *et al.*, 1998; Silva, 1994). En nuestro caso, la zona de estudio se centra en el segmento NE de dicha falla.

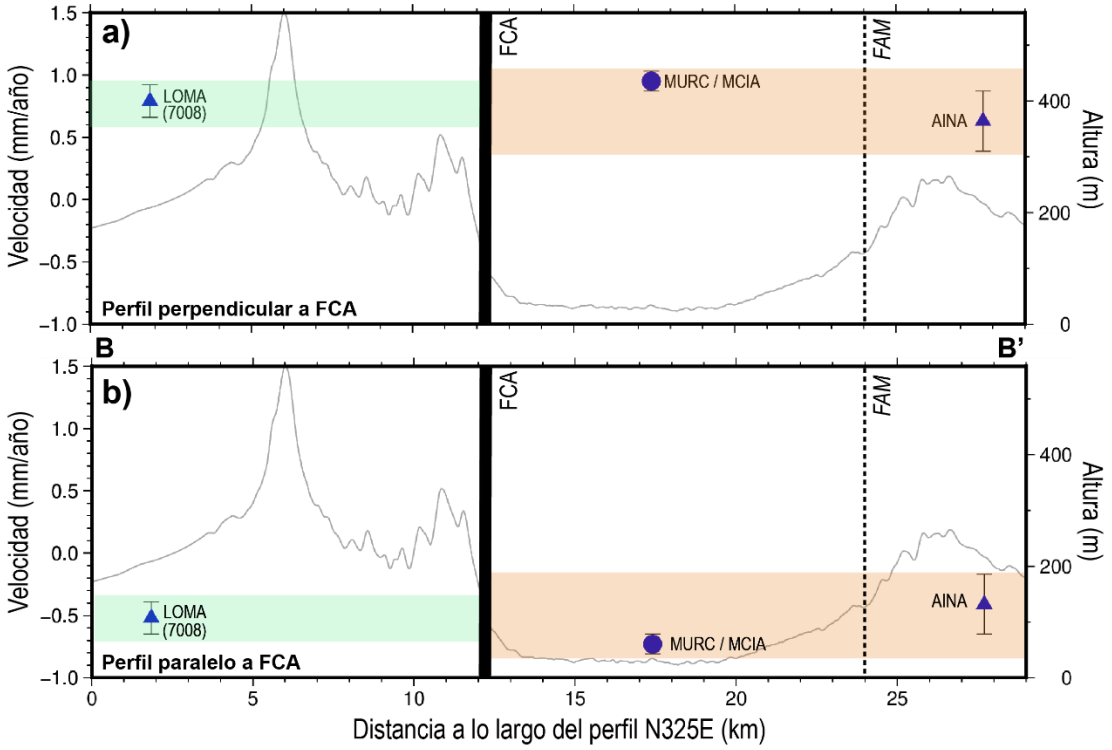


Figura 15. Velocidades proyectadas del Perfil B-B' (acimut N325E) perpendicular a la falla de Carrascoy (FCA). Barras de error de 1σ. Franjas coloreadas representando las incertidumbres combinadas (σ_C en *Anexo B*). Las estaciones representadas con triángulos corresponden a estaciones sGPS, mientras que las representadas con círculos corresponden a estaciones cGPS. La línea negra gruesa se corresponde con la intersección de la falla de Carrascoy (FCA) con la topografía. La línea discontinua negra se corresponde con la supuesta continuación de la falla de Alhama de Murcia (FAM) entre ambas estaciones (véase texto para explicación). La topografía se representa con una línea gris irregular. Véase Figura 12 para ubicar el perfil B-B'. a) Representación de las velocidades perpendiculares a FCA (N325E). b) Representación de las velocidades paralelas a FCA (N55E).

En este caso, para el cálculo del movimiento diferencial se han extraído las componentes de las estaciones MURC, MCIA y AINA, situadas en el bloque norte de la falla, y de la estación LOMA (o 7008 en la red GESE-CV), situada en el bloque sur, a lo largo del perfil B-B' (Figura 15; véase ubicación del perfil en la Figura 12).

Determinación de la extensión o acortamiento

Tras la proyección de las componentes perpendiculares a la falla de las estaciones LOMA (bloque sur) y MURC, MCIA y AINA (bloque norte), se ha obtenido un movimiento diferencial de ΔV= 0,0±0,2 mm/año (Figura 15a), movimiento estadísticamente no significativo teniendo en cuenta la incertidumbre obtenida. Sin embargo, sí que podemos determinar que en la zona no existe extensión o acortamiento superior a 0,2 mm/año. Para poder discernir si la zona está sufriendo extensión o acortamiento, se han realizado diversos cálculos simulando varios escenarios:

- *Escenario 1:*

Se calcula el movimiento diferencial perpendicular a FCA entre las tres estaciones más cercanas a la falla de Carrascoy (LOMA, MURC y MCIA), excluyendo la estación AINA, situada más al norte. En este caso, se obtiene una extensión, aunque estadísticamente insignificante, de ΔV_E=0,2±0,2 mm/año (Figura 15a). Este valor se encuentra en contraposición con los datos geológicos y geomorfológicos que existen del segmento NE de la falla de Carrascoy, característico por presentar un componente sinistral-inverso (Martín-Banda, 2020; Martín-Banda *et al.*, 2016, 2021; Sanz de Galdeano *et al.*, 1998; Silva, 1994).

- *Escenario 2:*

En este segundo caso se baraja la posibilidad de que pudiera existir una supuesta continuación del trazado de la falla de Alhama de Murcia, dibujada con línea discontinua en la Figura 12 y Figura 15, y supuesta también

por otros autores (p. ej., Insua-Arévalo *et al.*, 2023). Esta hipótesis se fundamenta principalmente en la similitud entre las velocidades proyectadas que presentan las estaciones LOMA, MURC y MCIA con respecto a la estación AINA (Figura 15). Esto implicaría que las estaciones LOMA, MURC y MCIA estarían ubicadas en un bloque común rígido, al sur de esa supuesta continuación de la falla de Alhama de Murcia, mientras que la estación AINA quedaría en el bloque norte. En este caso hipotético, la deformación estaría principalmente siendo absorbida por la falla de Alhama de Murcia, mientras que el movimiento de la falla de Carrascoy sería muy bajo o nulo. En este caso, el movimiento diferencial de acortamiento sería de 0,2±0,3 mm/año (Figura 15a), lo cual estaría en concordancia con el régimen tectónico característico de la zona. No obstante, hay que tener en cuenta que, al igual que en la mayoría de los resultados obtenidos, la incertidumbre está por encima del valor de velocidad calculado y, por tanto, este resulta estadísticamente poco significativo.

Como se ha podido observar, en todos los escenarios la incertidumbre es mayor que el valor de velocidad obtenido. Sin embargo, sí que podríamos inferir que, en base a los datos recogidos, la deformación perpendicular que se estaría acumulando es notablemente baja, ya sea acortamiento o extensión.

Determinación del desplazamiento lateral ("strike-slip")

Se calcula el movimiento de desplazamiento lateral considerando la estación LOMA como parte del bloque sur de la falla de Carrascoy y, por otra parte, a las estaciones MURC, MCIA y AINA, como parte del bloque norte de dicha falla. En este escenario se obtendría un movimiento diferencial dextral de 0,1±0,2 mm/año (Figura 15b). Este tipo de movimiento no es consistente con los datos cinemáticos publicados de la falla de estudio, a partir de los cuales se determina que el segmento de estudio presenta una componente sinistral-inversa (Martín-Banda, 2020; Martín-Banda *et al.*, 2016, 2021; Sanz de Galdeano *et al.*, 1998; Silva, 1994). Por ello, al igual que en el apartado anterior, se realizan diversos cálculos atendiendo a los escenarios estudiados.

- *Escenario 1:*

En este caso se tienen en cuenta las estaciones más cercanas a la falla de Carrascoy (LOMA en el bloque sur y MURC y MCIA en el bloque norte), donde se obtiene el movimiento diferencial de desplazamiento lateral dextral de 0,2±0,2 mm/año (Figura 15b). Por tanto, los cálculos realizados sugerirían que la falla de Carrascoy presenta un movimiento de desgarre dextral, lo cual no concuerda con las características cinemáticas de la falla (Martín-Banda, 2020; Martín-Banda *et al.*, 2016, 2021; Sanz de Galdeano *et al.*, 1998; Silva, 1994).

- *Escenario 2:*

Finalmente, se calcula el movimiento diferencial suponiendo la posible existencia de una continuación de la falla de Alhama de Murcia (línea discontinua en la Figura 12 y la Figura 15), que estaría siendo la encargada de acumular la deformación. Tras la realización de este cálculo se obtiene un movimiento diferencial sinistral de 0,2±0,3 mm/año, cinemática que coincide con la publicada para la falla de Alhama de Murcia (p. ej., Echeverria, 2015; Echeverria *et al.*, 2013). Sin embargo, al igual que en los casos anteriores, la incertidumbre hace que el resultado sea poco significativo.

En los trabajos paleosísmicos llevados a cabo por Martín-Banda *et al.* (2021) en el segmento NE de la falla de Carrascoy, estiman tasas de desplazamiento sinistral de 0,55±0,04 mm/año (para los últimos 220 ka) y de 0,42±0,03 mm/año (para los últimos 124 ka). Estos valores se encuentran por encima de las tasas geodésicas obtenidas en el presente trabajo, aunque considerando las incertidumbres obtenidas prácticamente en todos los movimientos calculados, estos movimientos son poco significativos. Actualmente, no es posible realizar una comparación fiable entre los datos paleosísmicos publicados y los datos geodésicos obtenidos para la falla de Carrascoy. Por tanto, se determina que es necesaria la recopilación de una mayor cantidad de datos geodésicos y de la implantación de un número más elevado de puntos GNSS en los alrededores de dicha falla, para que los resultados permitan realizar interpretaciones fundadas, así como comparaciones con los datos paleosísmicos publicados.

6.2.3. Falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante)

El sector Abanilla-Alicante de la falla de Crevillente, de dirección N70E y situada en la terminación NE de la ZCBO, se caracteriza por una cinemática de tipo inversa con un componente sinistral menor (Alfaro, 1995; Martin-Rojas *et al.*, 2014, 2015; Silva *et al.*, 1993) (Figura 4). En este sector han sido publicados varios trabajos sobre tasas de desplazamiento GPS (Alfaro *et al.*, 2014; Borque *et al.*, 2019; Sánchez-Alzola *et al.*, 2014).

Con los nuevos datos recopilados en este trabajo se dispone a obtener y discutir los movimientos diferenciales entre el bloque sur y norte de este sector de la falla de Crevillente. Para ello, se ha trazado el perfil C-C' (Figura 16; véase ubicación en la Figura 12), donde las velocidades proyectadas en el bloque sur se corresponderían con las estaciones 7007, 7006, GORD (o 7003 en la red GESE-CV) y ALAC, mientras que en el bloque norte se han proyectado las velocidades de las estaciones 7002 y SERR (o 7001 en la red GESE-CV). Como ya se ha comentado, la estación 7004 ha sido excluida de este análisis debido al estado de deterioro en el que se encuentra el monumento, mientras que la estación 7005 también ha sido excluida del análisis ya que la velocidad obtenida con un límite del 95% de confianza no es significativa.

Determinación de la extensión o acortamiento

Analizando los resultados obtenidos de las componentes perpendiculares a la falla, se obtiene un movimiento diferencial de acortamiento de 0,3±0,3 mm/año (Figura 16a). Este valor es mucho mayor al calculado por Alfaro *et al.* (2014) y Sánchez-Alzola *et al.* (2014), de 0,07±0,26 mm/año, aunque concorde con las incertidumbres. El trabajo más reciente de Borque *et al.* (2019), estima una velocidad de extensión mucho mayor: 0,7±0,2 mm/año. Aunque, como especifican los autores en el artículo, este valor debe ser tomado con precaución debido a la calidad de los datos GPS. Borque *et al.* (2019) también calculan una velocidad ΔV_A= 0,6±0,2 mm/año para la zona de falla del Bajo Segura, mientras que Echeverria *et al.* (2013) obtienen una velocidad ΔV_A= 0,8±0,4 mm/año para la falla de Alhama de Murcia (y de Palomares). Estos últimos datos, aunque ligeramente mayores, son coherentes los obtenidos en el presente trabajo para el sector Abanilla-Alicante de la falla de Crevillente. En esta falla, la disminución de la velocidad de acortamiento podría estar relacionada con una mayor distancia al límite de placas, lo cual implicaría directamente una disminución de la tasa de acortamiento hacia el norte, ya que la deformación estaría siendo acumulada en mayor proporción por las fallas situadas al sur. Además, el régimen de acortamiento que se obtiene tras la realización de los cálculos del movimiento diferencial estaría en concordancia con las características geológicas y geomorfológicas descritas en la zona (p. ej., Alfaro *et al.*, 2002; Martin-Rojas *et al.*, 2015; Silva *et al.*, 1993).

Determinación del desplazamiento lateral ("strike-slip")

En la componente paralela a la falla se ha obtenido un movimiento diferencial de desplazamiento sinistral de 0,6±0,3 mm/año (Figura 16b). Este valor, aunque ligeramente menor, es coherente con el obtenido por Borque *et al.* (2019), de 0,8±0,2 mm/año. Además, la tasa de desplazamiento lateral es menor a la obtenida por Echeverria *et al.* (2013) para las fallas de Alhama de Murcia y de Palomares (ΔV_{SS}=1,5±0,3 mm/año). Esta disminución en la tasa de desplazamiento lateral de la falla de Crevillente con respecto a las fallas de Alhama de Murcia y Palomares ha sido atribuida por varios autores al cambio en la dirección ENE-OSO que toma la ZCBO en su terminación NE, ya que la falla de Crevillente se dispone de forma subperpendicular a la dirección de máximo acortamiento (Alfaro *et al.*, 2014; Borque *et al.*, 2019; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993).

Por último, se ha realizado el cálculo de ΔV_A y $\Delta V_{SS\text{-}S}$ considerando a la estación 7002 como parte del bloque sur. Si se observa la Figura 12 o Figura 16, la estación 7002 se encuentra ligeramente al norte de la traza de la falla de Crevillente (Borque *et al.*, 2019; García-Mayordomo *et al.*, 2012; Martin-Rojas *et al.*, 2015). Además, si nos fijamos en la velocidad obtenida en dicha estación (Figura 16), esta tiende a ser similar a las obtenidas en las estaciones del bloque sur, especialmente en la componente de perpendicular. Por ello, podría ser posible que el trazado de la falla de Crevillente discurriera al norte de la estación 7002, lo cual implicaría que esta estación formaría parte del bloque sur. Los valores obtenidos en este hipotético caso son

estadísticamente más significativos, y son: ΔV_A=0,7±0,3 mm/año y ΔV_{SS-S}=0,6±0,3 mm/año (Figura 16). Comparando estos valores con los obtenidos anteriormente, se detecta un cambio considerable en la tasa de acortamiento de la falla, la cual era de 0,3±0,3 mm/año, mientras que la tasa de desplazamiento sinistral se mantiene invariada. Dada la gran diferencia de velocidad que existe en la componente perpendicular a la falla entre las estaciones SERR y 7002 (Figura 16a), no es de extrañar este aumento en la tasa de acortamiento. Sin embargo, no se trataría de un dato totalmente fiable puesto que, como también comenta Borque *et al.* (2019), el cálculo se realiza en base a una sola estación GPS (SERR), ubicada en el bloque norte de la falla.

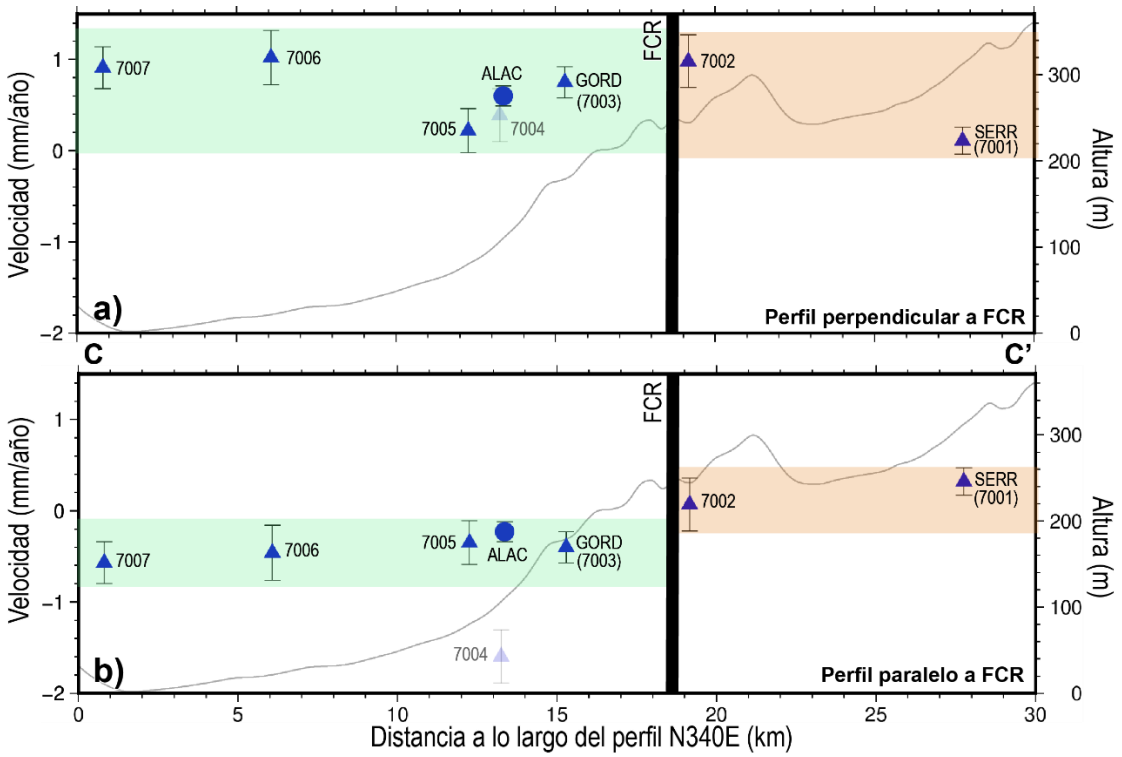


Figura 16. Velocidades proyectadas del Perfil C-C' (acimut N340E) de la falla de Crevillente (FCR). Barras de error de 1σ. Franjas coloreadas representando las incertidumbres combinadas (σ_C en *Anexo B*). Las estaciones representadas con triángulos corresponden a estaciones sGPS, mientras que las representadas con círculos corresponden a estaciones cGPS. La estación 7004 se representa en el perfil con mayor transparencia, ya que sus resultados no se consideran fiables debido al estado de deterioro en el que se encuentra el monumento. La línea negra gruesa se corresponde con la intersección de la falla de Crevillente (FCR) con la topografía. La topografía se representa con una línea gris irregular. Véase la Figura 12 para ubicar el perfil C-C'. a) Representación de las velocidades perpendiculares a FCR (N340E). b) Representación de las velocidades paralelas a FCR (N70E).

6.3. Interpretación de las tasas de deformación (*strain rates*)

Los resultados obtenidos muestran una orientación de los ejes principales de la deformación ($\varepsilon_{mín}$ y $\varepsilon_{máx}$) que rota de NNO-SSE a NNE-SSO. Además, muestran un predominio del régimen de acortamiento, lo cual es coherente con la dinámica convergente de la zona de estudio (Figura 13a). Esta dinámica, dominada por la convergencia entre las placas de Eurasia y de Nubia, las cuales convergen en una dirección de 323±1,8 (Argus *et al.*, 2011), es la principal responsable de todas las deformaciones observadas. Además, estas orientaciones se ajustan a los datos publicados anteriormente por Alfaro *et al.* (2014), Echeverria *et al.* (2013) y Palano *et al.* (2013) para la zona de estudio. Las orientaciones obtenidas también son coherentes con la cinemática que presentan las diversas fallas de la zona, desde ejes de acortamiento máximo con orientación N-S en el segmento Abanilla-Alicante de la falla de Crevillente, lo cual indicaría una componente principalmente inversa, hasta las orientaciones NNO-SSE de los ejes de acortamiento máximo en las fallas de Alhama de Murcia, Carrascoy o las Moreras, lo que implicaría una cinemática oblicua de las fallas, con componentes de tipo inverso-de desgarre (Figura 13a).

Los autores previamente mencionados también proporcionan datos sobre la magnitud de las deformaciones. Palano *et al.* (2013) calcula una velocidad de acortamiento para la ZCBO de aproximadamente 25 nstrain/año, lo cual es coherente con los datos obtenidos en este trabajo, de $\varepsilon_{mín}$= -20±2 nstrain/año. Alfaro *et al.* (2014), para la zona de falla de Crevillente y del Bajo Segura, y Echeverria *et al.* (2013), para la zona de falla de Alhama de Murcia y Palomares, proporcionan valores algo mayores, de 35 nstrain/año y de 49±5 nstrain/año, respectivamente.

Por último, la mayor deformación por cizalla ($\varepsilon_{sh\text{-}máx}$) se sitúa en el sector suroeste, concretamente en los alrededores de la zona de falla de Alhama de Murcia (Figura 13b), una de las encargadas de acomodar la mayor parte de deformación en la zona y lo cual justificaría la alta sismicidad que se registra (Figura 4). Además, también se obtienen valores de cizalla significativos al norte de la zona de estudio, en el entorno de la falla de Crevillente, lo cual no concuerda claramente con la dinámica tectónica de la zona ni con las características cinemáticas de dicha falla. Por ello, estos datos hay que tomarlos con cautela. Una posible explicación a esta discrepancia sería que se tratara de un artefacto del modelo, ya que el software empleado calcula valores de deformación en todas las celdas de la malla definida, independientemente de que en las celdas se ubiquen o no estaciones GPS. Además, hay que tener en cuenta que los valores obtenidos en las celdas situadas en el borde de la malla pueden estar influenciados por efectos de borde.

7. Conclusiones

En el presente trabajo se han procesado tanto los nuevos datos GNSS recogidos en 3 campañas realizadas en 2024, así como los datos recopilados en años anteriores, los cuales han sido obtenidos de publicaciones previas (p. ej., Borque *et al.*, 2019; Echeverria, 2015; Echeverria *et al.*, 2013; Khazaradze y Pena-Castellnou, 2022; Khazaradze *et al.*, 2007), además de nuevos trabajos sin publicar. En total, se han analizado los datos GNSS de 40 estaciones: 23 sGPS y 17 cGPS.

Las velocidades horizontales GPS muestran tres tipos de zonas con diversos movimientos característicos. Por un lado, la zona sur se identifica como la zona con las velocidades más elevadas, alcanzando tasas de movimiento comprendidas entre 1-2 mm/año. Al oeste y en la costa noreste, se observa otro grupo de estaciones con un movimiento que, aunque ligeramente por debajo de las velocidades del grupo anterior, también es considerable, obteniendo velocidades ≈1 mm/año. Finalmente, se detecta un grupo de estaciones situadas en el sector norte con un movimiento significativamente menor, mostrando velocidades ligeramente por encima de 0 mm/año, lo cual podría suponer que se encuentran en una zona prácticamente estable con respecto a la placa de Eurasia. Todos los vectores obtenidos presentan una orientación subparalela a la dirección de convergencia de placas, variando de NNO a NNE. Esta orientación podría sugerir que los vectores se encuentran influenciados por la tectónica y cinemática de las fallas presentes en la zona o por procesos geodinámicos profundos.

A partir de las velocidades obtenidas se calculan las tasas de acortamiento o extensión y de deslizamiento lateral de tres fallas de interés: las Moreras, Carrascoy y Crevillente. En cuanto a la falla de las Moreras, se obtiene una tasa de acortamiento de 0,2±0,2 mm/año y un movimiento diferencial $\Delta V_{SS\text{-}D}$= 0,3±0,2 mm/año. Se trata de tasas geodésicas notablemente inferiores a las publicadas por otros autores para las fallas de Alhama de Murcia y Palomares, lo cual se podría interpretar como una transferencia de la deformación producida por el régimen convergente de placas hacia estas dos fallas. Esto implicaría una mayor peligrosidad sísmica en las zonas cercanas a las fallas de Alhama de Murcia y Palomares. Por lo que respecta a la falla de Carrascoy, teniendo en cuenta que las incertidumbres obtenidas en el cálculo hacen que los movimientos diferenciales sean poco significativos, la hipótesis más acorde con la geología de la zona y la cinemática de la falla es la de una supuesta continuación de la falla de Alhama de Murcia paralela a la falla de Carrascoy. Teniendo en mente esta hipótesis, se obtienen una velocidad de acortamiento y una tasa de movimiento de desplazamiento sinistral de 0,2±0,3 mm/año. Esto implicaría que, al igual que en la falla de las Moreras, toda la deformación estaría siendo absorbida por la falla de Alhama de Murcia, mientras que la deformación

retenida por la falla de Carrascoy sería mínima. En la falla de Crevillente se obtiene una velocidad de acortamiento de 0,3±0,3 mm/año y un movimiento de desplazamiento sinistral de 0,6±0,3 mm/año.

El análisis del tensor de deformación muestra un predominio del acortamiento, cuya orientación rota de NNO-SSE a NNE-SSO. Concretamente, se obtiene un valor máximo de $\varepsilon_{mín}$=-20±2 nstrain/año para el área estudiada. Además, la mayor velocidad de cizalla obtenida ($\varepsilon_{sh\text{-}máx}$), se encuentra en el sector sur de la zona de estudio, lo cual es consistente con la cinemática característica de dicho sector, dominada por una componente de tipo desgarre sinistral de las fallas de Alhama de Murcia y de Palomares. Sin embargo, estos datos hay que tomarlos con cautela debido al método de cálculo del software empleado.

Los resultados obtenidos sirven para cuantificar la actividad tectónica de las fallas de la zona de estudio. Por ello, se espera que el trabajo que se presenta sea tenido en cuenta a la hora de definir los *Seismic Hazard Assesments* (*SHA*) de esta zona.

En trabajos futuros se pretende discernir la deformación local a la cual está siendo sometida la cuenca del Campo de Cartagena, situada en un sector con velocidades horizontales GPS considerables. Para ello, será necesario tomar nuevos datos de estaciones como CART, a la cual no ha sido posible acceder durante las campañas de adquisición de datos realizadas para el presente trabajo.

Agradecimientos

En primer lugar, quería agradecer a mis tutores, a Iván Martín, por todas sus aportaciones y su ayuda a interpretar los resultados obtenidos, y, en especial, a Giorgi Khazaradze, por acompañarme al campo durante las primeras campañas para que conociera el funcionamiento de los aparatos GPS, por todos sus consejos, su tiempo, y, sobre todo, por guiarme a lo largo de estos meses.

Además, también me gustaría agradecer a todos los profesores del máster su implicación y los conocimientos que me han transmitido.

Este trabajo forma parte del proyecto NSOURCES (PID2020-119772RB-I00), GeoActiva (CGL2017-83931-C3-3-P) y TALMUR (PID2021-127967NB-I00), financiados por MCIN/ AEI/10.13039/501100011033. También del proyecto AICO/2021/196, financiado por la Generalitat Valenciana. El Institut Cartogràfic Valencià, la Agencia Valenciana de Seguridad y Respuesta a las Emergencias (Generalitat Valenciana), el Consorcio Provincial para el Servicio de Prevención y Extinción de Incendios y Salvamento de Alicante, las Excelentísimas Diputaciones Provinciales de Alicante y Castellón y el Ayuntamiento de Almoradí también han financiado esta investigación.

Referencias

Acosta, J., Fontán, A., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Rivera, J. y Uchupi, E. (2013). The morpho-tectonic setting of the Southeast margin of Iberia and the adjacent oceanic Algero-Balearic Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **45**, 17–41, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.04.005.

Alfaro, P. (1995). *Neotectónica de La Cuenca Del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental)*. Tesis Doctoral. Universidad de Alicante.

Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. y Yébenes, A. (2002). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, **186**, 337–349.

Alfaro, P., Martin-Rojas, I., *et al.* (2014). Red GPS de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética Oriental). Implicaciones sobre las tasas de desplazamiento de las fallas del Bajo Segura y Crevillente. *Resúmenes de la 2ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, 205–208.

Alfaro, P., Sánchez-Alzola, A., *et al.* (2021). Geodetic fault slip rates on active faults in the Baza sub-Basin (SE Spain): Insights for seismic hazard assessment. *Journal of Geodynamics*, **144**, 101815, https://doi.org/10.1016/J.JOG.2021.101815.

Allmendinger, R.W., Cardozo, N. y Fisher, D.M. (2011). Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors. *Cambridge University Press*, https://doi.org/10.1017/CBO9780511920202.

Alonso-Chaves, F., Soto, J.I., Orozco, M., Kilias, A.A. y Tranos, M.D. (2004). Tectonic evolution of the Betic Cordillera: an overview. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **36**, 1598–1607, https://doi.org/10.12681/bgsg.16563.

Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L. y Collilieux, X. (2016). ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **121**, 6109–6131, https://doi.org/10.1002/2016JB013098.

Argus, D.F., Gordon, R.G. y Demets, C. (2011). Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **12**, https://doi.org/10.1029/2011GC003751.

Barandillo-Fernández, A. y Quirós-Donate, R. (1996). Proyecto Regente: Una nueva red geodésica Nacional. *Física de la Tierra*, **8**, 23–38.

Blewitt, G. (1997). Basics of the GPS Technique: Observation Equations. *Geodetic applications of GPS*, **1**, 1-46.

Blewitt, G. y Lavallée, D. (2002). Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **107**, https://doi.org/10.1029/2001jb000570.

Bock, Y. y Wdowinski, S. (2020). GNSS Geodesy in Geophysics, Natural Hazards, Climate, and the Environment. *En: Position, Navigation, and Timing Technologies in the 21st Century*. 741–820., https://doi.org/10.1002/9781119458449.ch28.

Borque, M.J., Sánchez-Alzola, A., *et al.* (2019). How much Nubia-Eurasia convergence is accommodated by the NE end of the Eastern Betic Shear Zone (SE Spain)? Constraints grom GPS velocities. *Tectonics*, **38**, 1824–1839, https://doi.org/10.1029/2018TC004970.

Bru, G., Portela, J.J., *et al.* (2022). Imaging land subsidence in the Guadalentín River Basin (SE Spain) using Advanced Differential SAR Interferometry. *En: Proceedings of the 5th Joint International Symposium on Deformation Monitoring - JISDM 2022*. 227–233., https://doi.org/10.4995/JISDM2022.2022.13826.

Buforn, E., Benito, B., Sanz de Galdeano, C., del Fresno, C., Muñoz, D. y Rodríguez, I. 2005. Study of the Damaging Earthquakes of 1911, 1999, and 2002 in the Murcia, Southeastern Spain, Region: Seismotectonic and Seismic-Risk Implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**, 549–567, https://doi.org/10.1785/0120040041.

Bürgmann, R. y Thatcher, W. (2013). Space geodesy: A revolution in crustal deformation measurements of tectonic processes. *En: The Web of Geological Sciences: Advances, Impacts, and Interactions*. 397–430., https://doi.org/10.1130/2013.2500(12).

Cardozo, N. y Allmendinger, R.W. (2009). SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data. *Computers and Geoscinces*, **35**, 1343–1357, https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.05.008.

Comunidad Autónoma de la Región de Murcia (CARM). (2024). Estaciones GNSS de la Red REGAM [en línea]. Fecha de consulta: 20/06/2024. Disponible en: https://sitmurcia.carm.es/estaciones.

Colomina, I., Fleta, J., *et al.* (1998). The CuaTeNeo GPS Network to quantify horizontal movements in the South-eastern part of the Iberian Peninsula. *En: 1a Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. 199–204.

Coppier, G., Griveaud, P., De Larouziere, F.D., Montenat, C. y Ott d'estevou, P. (1989). Exemple de poinronnement tectonique neogene dans les Cordilleres betiques orientales: l'Are d'Aguilas (Sud-Est de l'Espagne). *Geodinamica Acta*, **3**, 37–51, https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105173.

De Larouzière, F., Bolze, J., Bordet, P., Hernandez, J., Montenat, C. y Ott d'Estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, **152**, 41–52, https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90028-5.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E. y Hutton, D.H.W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society Special Publication*, **45**, 265–283, https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15.

Dixon, T.H. (1991). An introduction to the global positioning system and some geological applications. *Reviews of Geophysics*, **29**, 249–276, https://doi.org/10.1029/91RG00152.

Echeverria, A. (2015). *GPS Present-Day Kinematics of the Eastern Betics, Spain*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, http://hdl.handle.net/10803/366265.

Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E., Gárate, J., Dávila-Martín, J. y Suriñach, E. (2013). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Tectonophysics*, **608**, 600–612, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.08.020.

Echeverria, A., Khazaradze, G., Asensio, E. y Masana, E. (2015). Geodetic evidence for continuing tectonic activity of the Carboneras fault (SE Spain). *Tectonophysics*, **663**, 302–309, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.009.

Estey, L.H. y Meertens, C.M. (1999). TEQC: the multi-purpose toolkit for GPS/GLONASS data. *GPS Solutions*, **3**, 42–49, https://doi.org/10.1007/PL00012778.

Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993). Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, **227**, 105–126, https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90090-7.

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., *et al.* (2015). Active shallow extension in central and eastern Betic Cordillera from CGPS data. *Tectonophysics*, **663**, 290–301, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.035.

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., *et al.* (2022). The Campo de Dalias GNSS Network Unveils the Interaction between Roll-Back and Indentation Tectonics in the Gibraltar Arc. *Sensors*, **22**, https://doi.org/10.3390/s22062128.

Garate, J., Martín-Davila, J., *et al.* (2015). Topo-Iberia project: CGPS crustal velocity field in the Iberian Peninsula and Morocco. *GPS Solutions*, **19**, 287–295, https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s10291-014-0387-3.

García-Armenteros, J.A. (2020). Monitorización y control de calidad de las estaciones de la red cGPS Topo-Iberia-UJA. *European Scientific Journal ESJ*, **16**, https://doi.org/10.19044/esj.2020.v16n24p1.

García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., *et al.* (2012). The Quaternary active faults database of Iberia (QAFI v.2.0). *Journal of Iberian Geology*, **38**, 285–302, https://doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39219.

Gil, A.J., Galindo-Zaldívar, J., Borque, J., Marín-Lechado, C., Ruano, P. y Sanz, C. (2005). Geodetic deformation monitoring in Zafarraya fault and Sierra Tejeda antiform (Spain): status report. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **2**, 25–29.

González-Castillo, L., Galindo-Zaldivar, J., de Lacy, M.C., Borque, M.J., Martinez-Moreno, F.J., García-Armenteros, J.A. y Gil, A.J. (2015). Active rollback in the Gibraltar Arc: Evidences from CGPS data in the western Betic Cordillera. *Tectonophysics*, **663**, 310–321, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.010.

Hager, B.H., King, R.W. y Murray, M.H. (1991). Measurement of Crustal Deformation Using the Global Positioning System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **19**, 351–382, https://doi.org/10.1146/annurev.ea.19.050191.002031.

Herring, T. (2003). MATLAB Tools for viewing GPS velocities and time series. *GPS Solutions*, **7**, 194–199, https://doi.org/10.1007/s10291-003-0068-0.

Herring, T., King, R.W. y McClusky, S. (2010). *Introduction to GAMIT/GLOBK.* Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts. Cambridge, MA, USA.

Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. y Collins, J. (2012). *Global Positioning System: Theory and Practice*, 4th ed. Springer Science & Business Media (ed.), https://doi.org/10.1007/978-3-7091-3297-5.

Instituto Geográfico Nacional (IGN). (2022). Catálogo de terremotos, https://doi.org/https://doi.org/10.7419/162.03.2022.

Insua-Arévalo, J.M., García-Mayordomo, J., *et al.* (2023). Late Middle Pleistocene Tectonic Inversion in the Mazarron Graben (Betic Cordillera, SE Iberia). *ESS Open Archive*, https://doi.org/10.22541/essoar.169833390.08102913/v1.

Jeffrey, C. (2010). *An Introduction to GNSS: GPS, GLONASS, Galileo and Other Global Navigation Satellite Systems*, 2nd ed. Hexagon (ed.).

Jeffrey, C. y Munro, R. (2023). *An Introduction to GNSS: A Primer in Using Global Navigation Satellite Systems for Positioning and Autonomy*, 3rd ed. Hexagon (ed.).

Johnston, G., Riddell, A. y Hausler, G. (2017). The International GNSS Service. *En: Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems*. 967–982., https://doi.org/10.1007/978-3-319-42928-1_33.

Khazaradze, G. y Pena-Castellnou, S. (2022). 3D GPS velocity field of the Iberian Peninsula. *En:* Instituto Geográfico Nacional y el Instituto Português do Mar e da Atmosfera (ed.) *Spanish-Portuguese Assembly (AHPGG)*. 1–4.

Khazaradze, G., Suriñach, E., Gárate, J. y Davila, J.M. (2007). Crustal deformation in eastern Betics from CuaTeNeo GPS network. *Geophysical Research Abstracts,* **9**, 05314, https://doi.org/1607-7962/gra/EGU2007-A-05314.

Luján, M., Crespo-Blanc, A. y Balanyá, J.C. (2006). The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, **25**, https://doi.org/10.1029/2005TC001910.

Mancilla, F. de L., Stich, D., *et al.* (2013). Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology*, **41**, 307–310, https://doi.org/10.1130/G33733.1.

Martín, R., Stich, D., Morales, J. y Mancilla, F. (2015). Moment tensor solutions for the Iberian-Maghreb region during the IberArray deployment (2009-2013). *Tectonophysics*, **663**, 261–274, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.012.

Martín-Banda, R. (2020). *Segmentación y Evolución reciente del Sistema de fallas de la Sierra de Carrascoy: Implicaciones en su Potencial Sismogénico*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

Martín-Banda, R., García-Mayordomo, J., *et al.* (2016). New insights on the seismogenic potential of the Eastern Betic Shear Zone (SE Iberia): Quaternary activity and paleoseismicity of the SW segment of the Carrascoy Fault Zone. *Tectonics*, **35**, 55–75, https://doi.org/10.1002/2015TC003997.

Martín-Banda, R., Insua-Arévalo, J.M. y García-Mayordomo, J. (2021). Slip Rate Variation During the Last ∼210 ka on a Slow Fault in a Transpressive Regime: The Carrascoy Fault (Eastern Betic Shear Zone, SE Spain). *Frontiers in Earth Science*, **8**, https://doi.org/10.3389/feart.2020.599608.

Martínez-Solares, J.M. (2023). Sismicidad histórica de la Península Ibérica. *Física de la Tierra*, **15**, 13–28.

Martínez-Solares, J.M. y Mezcua-Rodríguez, J. (2002). *Catálogo Sísmico de La Península Ibérica (800 a. C.-1900)*. Ministerio de Fomento, Dirección General del Instituto Geográfico Nacional, Madrid.

Martin-Rojas, I., Alfaro, P. y Estévez, A. (2014). Evolución tectónica del borde norte de la cuenca del Bajo Segura. Implicaciones en la evolución de la falla de Crevillente (sector Abanilla-Murcia). *Cuaternario y Geomorfología*, **28**, 85–94.

Martin-Rojas, I., Alfaro, P. y Estévez, A. (2015). 3D geometry of growth strata in a fault-propagation fold: insights into space–time evolution of the Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector), Betic Cordillera, Spain. *International Journal of Earth Sciences*, **104**, 1387–1404, https://doi.org/10.1007/s00531-015-1143-9.

Martin-Rojas, I., Alfaro, P., *et al.* (2023). Insights of Active Extension Within a Collisional Orogen from GNSS (Central Betic Cordillera, S Spain). *Tectonics*, **42**, https://doi.org/10.1029/2022TC007723.

McClusky, S., Balassanian, S., *et al.* (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 5695–5719, https://doi.org/10.1029/1999JB900351.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., Sari, D. Ben y Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, **155**, 126–138, https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02023.x.

National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). (2021). The Global Positioning System (GPS) [en línea]. Fecha de consulta: 22/03/2024. Disponible en: https://www.gps.gov/systems/gps/.

Neves, M.C., Fernandes, R.M. y Adam, C. (2014). Refined models of gravitational potential energy compared with stress and strain rate patterns in Iberia. *Journal of Geodynamics*, **81**, 91–104, https://doi.org/10.1016/J.JOG.2014.07.010.

Nocquet, J.M. (2012). Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, **579**, 220–242, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037.

Palano, M., González, P.J. y Fernández, J. (2013). Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics. *Gondwana Research*, **23**, 1071–1088, https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.021.

Palano, M., González, P.J. y Fernández, J. (2015). The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, **430**, 439–447, https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2015.08.040.

Rodríguez-Escudero, E., Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Insua-Arévalo, J.M. y Capote del Villar, R. (2014). Tectonic setting of the recent damaging seismic series in the Southeastern Betic Cordillera, Spain. *Bulletin of Earthquake Engineering*, **12**, 1831–1854, https://doi.org/10.1007/s10518-013-9551-3.

Rodríguez-Estrella, T., Navarro, F., Ros, M., Carrión, J. y Atenza, J. (2011). Holocene morphogenesis along a tectonically unstable coastline in the Western Mediterranean (SE Spain). *Quaternary International*, **243**, 231–248, https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.07.016.

Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., *et al.* (2009). Global multi-resolution topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **10**, https://doi.org/10.1029/2008GC002332.

Sánchez-Alzola, A., Borque, M.J., *et al.* (2014). Tasas de deformación GPS en la cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). *Geogaceta*, **56**, 3–6.

Sánchez-Gómez, M., Martínez-Sánchez, C., García-García, F., Peláez, J.A., Pérez-Valera, F., Martínez-Andreu, M. y Pérez-Valera, L.A. (2011). Evidence for a 4700-2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain. *Quaternary International*, **242**, 106–114, https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.03.025.

Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, **172**, 107–119, https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90062-D.

Sanz de Galdeano, C. (1997). *La Zona Interna Bético-Rifeña: Antecedentes, Unidades Tectónicas, Correlaciones y Bosquejo de Reconstrucción Paleogeográfica.* Universidad de Granada, 1-316.

Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P. (2004). Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, **63**, 175–190, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.04.002.

Sanz de Galdeano, C., López-Garrido, A.C. y García-Tortosa, F.J. (1998). Nuevos datos para la estimación de los valores de levantamiento desde el Tortoniense Superior a la actualidad en la parte centro-occidental de la Sierra de Carrascoy (provincia de Murcia). *Geogaceta*, **23**, 139–142.

Sanz de Galdeano, C., Andreo, B., García-Tortosa, F.J. y López-Garrido, A.C. (2001). The Triassic palaeogeographic transition between the Alpujarride and Malaguide complexes. Betic–Rif Internal Zone (S Spain, N Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**, 157–173, https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00236-4.

Sanz de Galdeano, C., González-Castillo, L., Galindo-Zaldívar, J. and Alfaro, P. (2019). La Cordillera Bética: un orógeno activo. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra: Revista de la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **27**, 314–322.

Serpelloni, E., Vannucci, G., *et al.* (2007). Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, **169**, 1180–1200, https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.

Silva, P.G. (1994). *Evolución Geodinámica de la depresión del Guadalentín (Murcia) desde el Mioceno Superior hasta la Actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardají, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, **224**, 289–303, https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90034-H.

Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. de L. y Morales, J. (2006). Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, **426**, 295–317, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.004.

Stich, D., Martín, R. y Morales, J. (2010). Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics*, **483**, 390–398, https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.11.006.

Stich, D., Martínez-Solares, J.M., Custódio, S., Batlló, J., Martín, R., Teves-Costa, P. y Morales, J. (2020). Seismicity of the Iberian Peninsula BT - The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach: Volume 5: Active Processes: Seismicity, Active Faulting and Relief. *En:* Quesada, C. and Oliveira, J. T. (eds). 11–32., https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_3.

Taylor, J.R. (1997). *Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements*, 2ª. University Science Books (ed.).

Van Balen, R.T., Forzoni, A. y Van Dam, J.A. (2013). Active faulting and folding along the Jumilla Fault Zone, northeastern Betics, Spain. *Geomorphology*, **237**, 88–97, https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.001.

Vera, J. A. (2004). Capítulo 4: Cordillera Bética y Baleares. *En: Geología de España* (J.A. Vera, Ed), Sociedad Geológica de España (SGE) e Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, 347-464.

Anexos

Al trabajo que se presenta se adjuntan 4 anexos que se distribuyen de la siguiente manera:

Anexo A: Tablas de datos

Anexo B: Cálculo de los movimientos diferenciales y sus incertidumbres combinadas

Anexo C: Series temporales de las estaciones episódicas sGPS

Anexo D: Series temporales de las estaciones continuas cGPS