

# Neotectónica y tectónica activa de la Falla de Las Viñas: influencia de las perturbaciones del campo de esfuerzos regional generadas por la Falla de Alhama de Murcia.

J. J. Martínez Díaz<sup>(1)</sup>

(1) Dpto. de Geodinámica, Fac. de CC. Geológicas, Universidad Complutense. Ciudad Universitaria s/n. 28040-MADRID.  
jmdiaz@eucmax.sim.ucm.es

## RESUMEN

En este trabajo se analiza la actividad neotectónica y reciente de la Falla de las Viñas (falla secundaria asociada a la Falla de Alhama de Murcia), que hasta este momento no había sido identificada como falla activa. Se presenta un análisis de la estructura y cinemática de la zona de falla así como de los indicadores morfológicos que testimonian su actividad reciente. Se han deducido así mismo algunos caracteres sobre el plano de falla indicadores de posible actividad paleosísmica. La evolución cinemática de la falla desde el Mioceno Superior indica la actuación de dos direcciones de acortamiento diferentes (NNO-SSE y NNE-SSO), así como una actividad de tipo extensional que ha controlado durante el Cuaternario la disposición de las terrazas y cauce del río Guadalentín. Se proponen varios modelos dinámicos que pueden explicar esta complejidad cinemática en relación con la influencia de la actividad de la Falla de Alhama de Murcia.

Palabras clave: Cinemática, Cordillera Bética, Falla de las Viñas, Falla de Alhama de Murcia, Falla secundaria, Modelos dinámicos, Neotectónica.

## **Neotectonic and active tectonic of Las Viñas fault: Influence of regional stress field disturbances generated by the Alhama de Murcia fault activity (Spain).**

### ABSTRACT

Neotectonic and recent activity of the Las Viñas Fault is analysed in this work. This fault had not been recognised as an active fault so far. An structural and kinematic analysis of the fault zone and morphologic markers showing recent activity, has been done. We have also deduced some paleoseismic activity features on the fault plane. The kinematics evolution of the Las Viñas Fault, from Upper Miocene to present, shows the action of two different shortening directions (NNO-SSE and NNE-SSW), and extensional activity that controlled Guadalentín river fluvial terraces and channel position during Quaternary time. Several dynamic models, related with the Alhama de Murcia Fault influence, are proposed in order to explain this kinematic complexity.

Key words: Alhama de Murcia Fault, Betic Cordillera, Dynamic models, Kinematics, Las Viñas Fault, Neotectonics, Secondary fault.

## INTRODUCCIÓN

La Falla de Alhama de Murcia (FAM) constituye uno de los principales accidentes con actividad neotectónica que surca el sureste de la Cordillera Bética. Se trata de una falla de carácter oblicuo con movimiento de desgarre sinestroso y componente inversa (Bousquet y Montenat, 1974). Presenta además una notable actividad sísmica histórica asociada, así como indicios de actividad

paleosísmica (Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1999). Asociadas a ella, aparecen numerosas fallas secundarias, con actividad neotectónica, pero que aparentemente no presentan el grado de actividad cuaternaria que tiene la FAM. Sin embargo, el hecho de estar conectadas espacialmente con ella, nos ha llevado a estudiar el grado de actividad, tanto neotectónica como paleosísmica, que algunas de ellas pueden presentar. Una de estas fallas, es la Falla de Las Viñas (FLV)

que presenta una dirección N 80°-110° y, hasta ahora, no había sido considerada activa. Se sitúa muy próxima a un núcleo urbano de importancia: la ciudad de Lorca y su traza es atravesada por obras lineales de importancia (Autovía del Mediterráneo). Esta infraestructura, a su paso sobre la falla, ha sufrido y sufre problemas de tipo geotécnico de importancia. Se trata de una falla que, como se verá más adelante, presenta indicios de actividad cuaternaria, por tanto, su caracterización sismogenética presenta gran importancia para futuros cálculos más adecuados de peligrosidad y riesgo sísmico en este sector de la Región de Murcia.

Por otra parte, la cinemática extensional asociada a la FLV, que se observó en los estudios de reconocimiento de campo, es *a priori* incompatible con la cinemática inverso-direccional que caracteriza a la FAM, con la que intersecta a la altura de Lorca. Ello constituye un problema cuya resolución presenta gran importancia a la hora de definir el o los campos de esfuerzos que han actuado en la zona, a diversas escalas, durante el período neotectónico (Mioceno Superior-Actualidad).

El objetivo principal de este trabajo radica en la identificación y caracterización de la neotectónica y la tectónica activa relacionada con la actividad de la Falla de las Viñas, para así poder aportar datos útiles para determinar las relaciones cinemáticas y dinámicas existentes entre las fallas activas de grandes dimensiones (p. ej. la Falla de Alhama de Murcia) y la fracturación secundaria a ellas asociada.

#### MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

La falla de Las Viñas (FLV), que no había sido identificada en su totalidad con anterioridad, es un accidente con actividad polifásica que controla el límite SO de la cuenca miocena de Lorca (fig. 1). Su traza presenta una dirección variable que oscila entre N 85° y N 110° y ha controlado la posición de la zona de mayor potencia de los depósitos que rellenan la cuenca de Lorca (figs. 1 y 2). Un pequeño tramo de esta falla había sido descrito por Silva (1994), que la consideró como un antiguo plano de falla exhumado que no presenta actividad después del Mioceno Superior.

En el Mapa de Actividad de Fallas de Murcia (Baena et al., 1993) se representa sólo un pequeño segmento de la misma y se le atribuye una actividad preneotectónica.

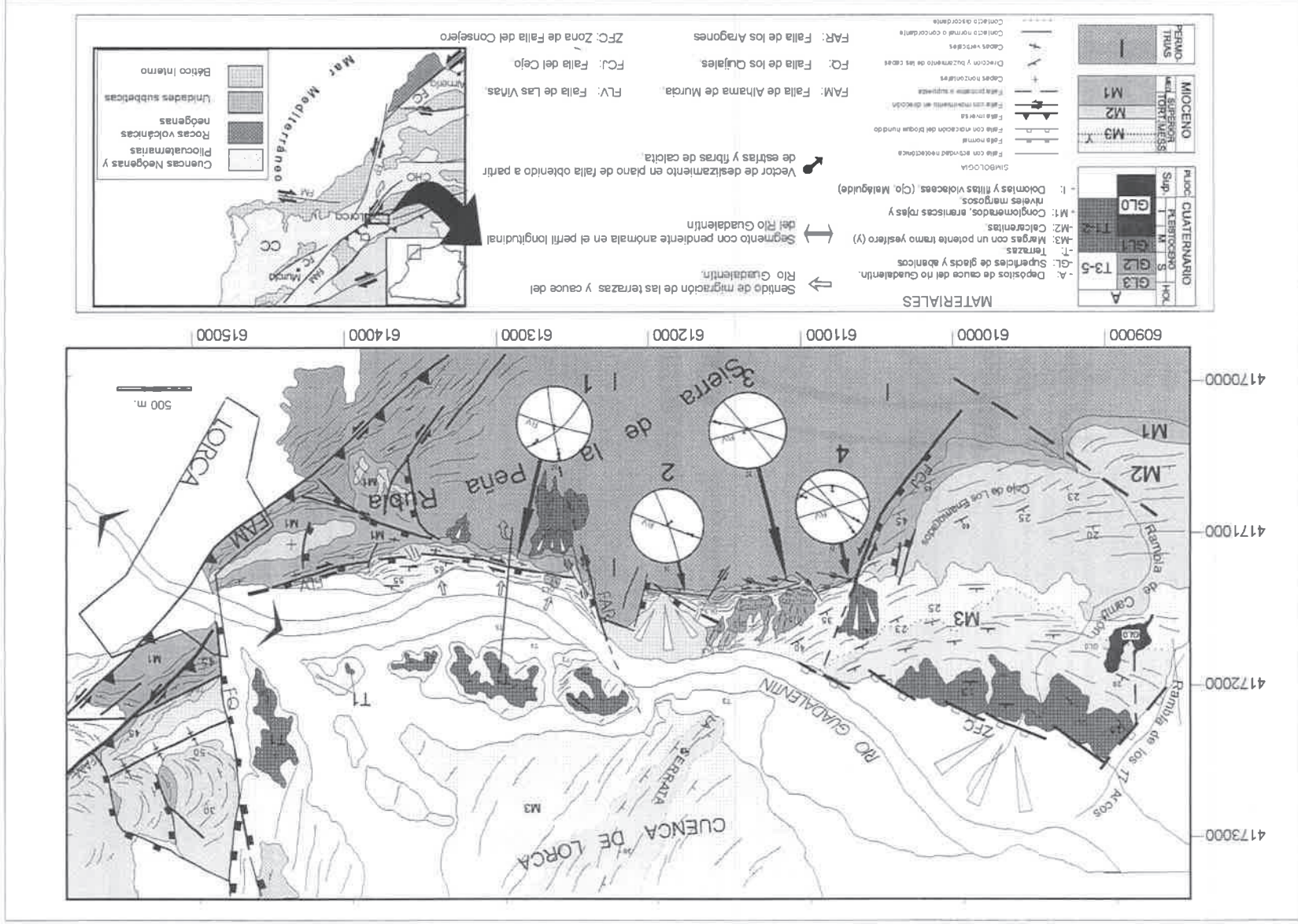
La FLV puede considerarse una falla secundaria heredada de la antigua cizalla dextral que afectó a buena parte de la Cordillera Bética durante parte del Mioceno inferior y medio (Sanz de Galdeano, 1983). Este tipo de fracturación de dirección N 100°-110°, ha sido interpretada en tramos anteriores como una fracturación tipo Riedel asociada a la citada cizalla dextrorsa (Martínez Díaz y Hernández Enrile, 1992).

En el mapa de la fig. 1 se presenta la cartografía neotectónica realizada de la FLV y su entorno. Su traza se inicia con una dirección N 85° desde su intersección con la FAM que está fosilizada por el cuaternario del valle del Guadalentín. Sigue hacia el oeste con una dirección N 100° bordeando el macizo compuesto por rocas metamórficas del Complejo Maláguide que forma la Sierra de La Peña Rubia y, finalmente, se corta en la intersección con la falla del Cejo en cuyo entorno vuelve a tomar una orientación N 85°. A partir de la cartografía y de las deformaciones que presentan los depósitos pliocuaternarios se puede suponer la existencia de una rama de la FLV que se continúa hacia el NO siguiendo la dirección N 120° y bordeando los materiales aluviales holocenos del río Guadalentín (zona de falla del Consejero). Finalmente, a la altura de la Rba. de los Diecisiete Arcos desaparece todo indicio de la misma.

#### MATERIALES AFECTADOS POR LA FLV

##### Materiales neógenos

La FLV cizalla, verticaliza y flexiona materiales de edades comprendidas entre el Triásico y el Pleistoceno superior. Su actividad deforma, aunque en distinto grado los materiales miocenos que rellenan la cuenca de Lorca, entre ellos, los conglomerados rojos de la unidad conglomerática Burdigaliense superior-Tortonense inferior, las calcarenitas y margas amarillas de la unidad calcarenítica Tortonense superior bajo y las margas amarillas y grises de la unidad margo-yesífera Tortonense superior alto-Plioceno inferior (fig. 1).



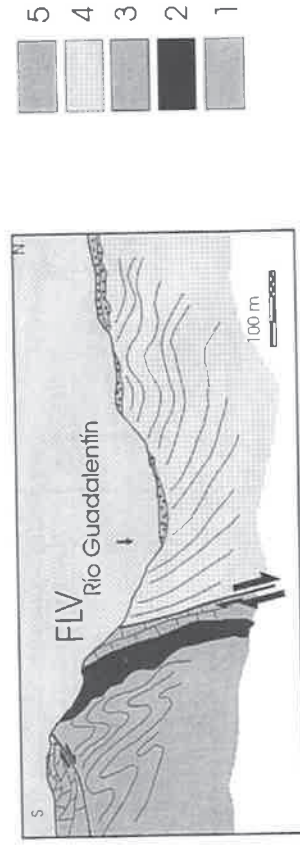


Figura 2: Fotografía de una vista lateral de la Falla de Las Viñas, limitando el borde sur del valle del Guadalentín. Puede apreciarse que el cauce del río Guadalentín (banda más oscura debido a la vegetación) se adosa bruscamente al plano de falla. En la parte superior se muestra un corte geológico esquemático transversal a la falla en el que puede apreciarse el salto normal de la misma, así como la migración hacia el sur de las terrazas fluviales cuaternarias. 1: Basamento metamórfico del Cjo. Maláguide. 2: Conglomerados rojos tortonienses. 3: Calcarenitas del Tortoniense Sup. 4: Margas del Tortoniense Sup.-Messiniense. 5: Terrazas aluviales del río Guadalentín.

Es bastante evidente la actividad sinsedimentaria de la FLV durante el Mioceno superior. A lo largo de su traza las margas, calcarenitas y conglomerados siempre aparecen discordantes entre sí. A veces, mediante un dispositivo de discordancia

en abanico y otras en forma de rellenos de paleorelieves. En el marco de la evolución tectosedimentaria de la cuenca de Lorca esta falla jugó como falla normal con importante movimiento vertical a partir del Tortoniense superior provo-

cando una fuerte subsidencia del bloque norte. Esto favoreció un potente relleno de margas messinienses de facies profunda. Estas margas en la zona situada al sureste de La Serrata (fig. 1) alcanzan mayor espesor que en cualquier otro punto de la cuenca (Montenat, 1973). Desde ese momento, la FLV se convirtió en el límite de la sedimentación marina miocena, en contraste con lo que ocurrió durante el depósito previo de los conglomerados rojos y de las calcarenitas tortonienses que sobrepasaron hacia el sur el plano de falla de la FLV. El plano de falla aprovecha en muchos puntos el contacto litológico entre las calcarenitas y las margas (fig. 1).

### **Materiales pliocenos y cuaternarios**

La variabilidad lateral que presentan estos depósitos tanto en naturaleza como en el tipo de deformación a un lado y otro de la falla del Cejo, nos lleva a dividir su descripción en dos zonas:

#### ***Zona al Oeste de la falla del Cejo***

Adosados al borde norte de la Sierra de la Peña Rubia y controlados por la FLV y otras fallas menores, se dispone una serie de depósitos aluviales cuaternarios (glacis y abanicos) procedentes de la erosión del basamento Maláguide (fig. 1). En las ramblas del Cambrón y de los 17 Arcos y (ya fuera del mapa hacia el oeste) en las ramblas de La Cordillera y Las Canteras, el alto grado de erosión y encajamiento permite la observación de la evolución temporal y espacial de las superficies de depósito cuaternarias cuyos restos se encuentran encajados unos en otros hacia el centro de la cuenca de Lorca. Estas superficies de equilibrio se pueden correlacionar con los niveles de terrazas fluviales generadas y encajadas por la incisión de las ramblas citadas.

En todas las ramblas se identifican tres niveles de depósito de conglomerados y limos rojos fluviales: El más alto aparece situado a unos 450 m de cota en las ramblas situadas al oeste de la zona cartografiada y presentan espesores de hasta 15 m. En las ramblas de Los 17 Arcos y del Cambrón llega a alcanzar 420 m de cota, si bien aparece basculado más de 10° hacia el valle del Guadalentín y es difícil conocer su cota inicial

(fig. 3). Este nivel puede correlacionarse con el último nivel de relleno fluvial de la cuenca de Lorca que forma la meseta de La Pinosa en la parte central de la misma. La edad de estos materiales es pliocena y probablemente se interne en el Cuaternario inferior (Guillén Mondéjar, 1994). Estos materiales han sido representados en el mapa de la fig. 1 como GL0.

Los otros niveles aparecen a distintas alturas según las ramblas, aunque siempre entre las cotas 390 y 420. No presentan continuidad lateral, excepto en la zona situada al norte del Cejo de Los Enamorados. Estos depósitos (GL1-3 en la fig. 1) se consideran ya de edad Pleistoceno medio alto y superior por el escaso o nulo entorramiento que presentan y la similitud con los depósitos de glacis y abanicos de dicha edad que aparecen en el tramo Lorca-Totana de la FAM.

Los depósitos más recientes (holocenos) se depositan en forma de abanicos aluviales (algunos activos aún hoy) y depósitos aluviales de lecho de ramblas y del río Guadalentín.

#### ***Zona al Este de la falla del Cejo***

En la zona situada entre los yesos messinienses de La Serrata y la localidad de Lorca los depósitos pliocuaternarios aparecen en forma de glacis y abanicos aluviales situados al sur del cauce del río Guadalentín, y en forma de restos aislados de terrazas fluviales al norte del mismo.

Al pie del relieve de la Sierra de La Peña Rubia se observan tres niveles de glacis escalonados, unos situados al norte de la FLV y otros al sur. Están compuestos por conglomerados y limos rojos procedentes de la erosión de las filitas y dolomías triásicas del complejo Maláguide. No se observa ningún nivel continuo claramente cortado por la falla, aunque se observan colgados en una clara inestabilidad erosiva debido al fuerte encajamiento de la red fluvial. Sólo en algunos afloramientos puntuales se ven restos de estos depósitos afectados por la falla.

Al norte del río Guadalentín el pliocuaternario está representado por, al menos, cinco niveles de terrazas asociadas a un encajamiento y migración del cauce del río hacia el sur. Las terrazas

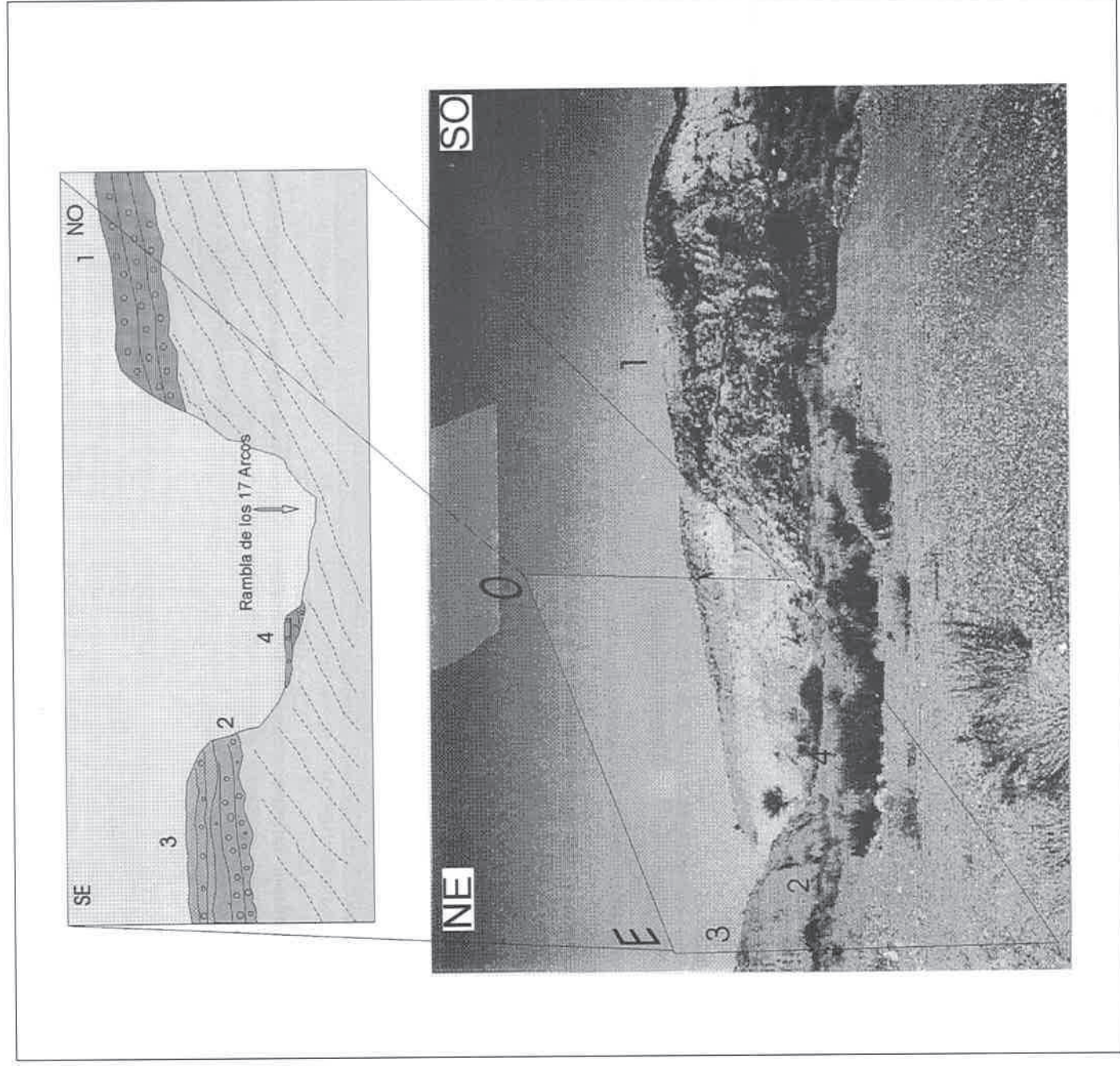


Figura 3: Fotografía y corte explicativo de la disposición de las terrazas pleistocenas encajadas por la rambla de los Diecisiete Arcos, 5 Km al oeste de Lorca. Las terrazas más antiguas se encuentran basculadas hacia la cuenca de Lorca, como consecuencia de la elevación relativa de la sierra de las Estancias (a la derecha de la foto) durante el Cuaternario.

más antiguas y más altas están formadas por gravas de color amarillo claro con cantos de procedencia subbética, mayoritariamente calizas

oolíticas jurásicas (fig. 4). La litología es idéntica a la observada en los restos de terrazas del río Guadalentín en la zona de falla Lorca-Totana.

Sobre los restos no cartografiados de estas terrazas se disponen las terrazas que forman el techo de varios cerros testigos (T1 en mapa). Sus edades, en función de la correlación con la edad propuesta por SILVA (1994) para las terrazas más antiguas observadas en el sector Lorca-Totana, pueden suponerse dentro del Pleistoceno inferior y probablemente medio.

El resto de los niveles de terraza están más de diez metros por debajo. La edad de las mismas es interpretativa. El nivel más reciente identificado está encajado hasta 5 m por el cauce del río. Se han interpretado de edad Pleistoceno superior - Holoceno en función de la similitud de sus litologías con las de los depósitos aluviales actuales del cauce del Guadalentín.

### **Evolución tectosedimentaria**

En la fig. 5 se presenta un esquema estructural de la FLV y su entorno en el que se han sombreado las distintas áreas de depósito desde el Mioceno

medio hasta la actualidad. En función de la edad y disposición espacial de esas áreas se puede interpretar la siguiente evolución tectosedimentaria:

- Los depósitos del Mioceno superior se depositaron rodeando un alto de basamento Maláguide (sierra de La Peña Rubia) y sobrepasaban la actual zona de falla de FLV. La FAM era la que controlaba el límite de depósito marino por el sur. Al norte de la Sierra de La Peña Rubia eran las fallas de direcciones NE-SO y NO-SE las que condicionaban tanto la existencia o no de depósitos calcareníticos tortonienses, como su potencia. La falla del Cejo (FCJ), separa un cambio de potencia de las calcarenitas tortonienses que pasan de más de 100 m al oeste de la falla a poco más de cinco al este (ver fig. 1). Estos cambios señalan la existencia de importantes movimientos sinsedimentarios de componente vertical.
- La FLV durante el depósito de las margas del Tortoniense superior y Messiniense preevaporí-



Figura 4: Resto de la terraza fluvial más antigua del río Guadalentín identificada al norte de la falla de Las Viñas. Aparece fuertemente basculada hacia el este y cubierta por las terrazas más altas de la zona (T1 de la figura 1).

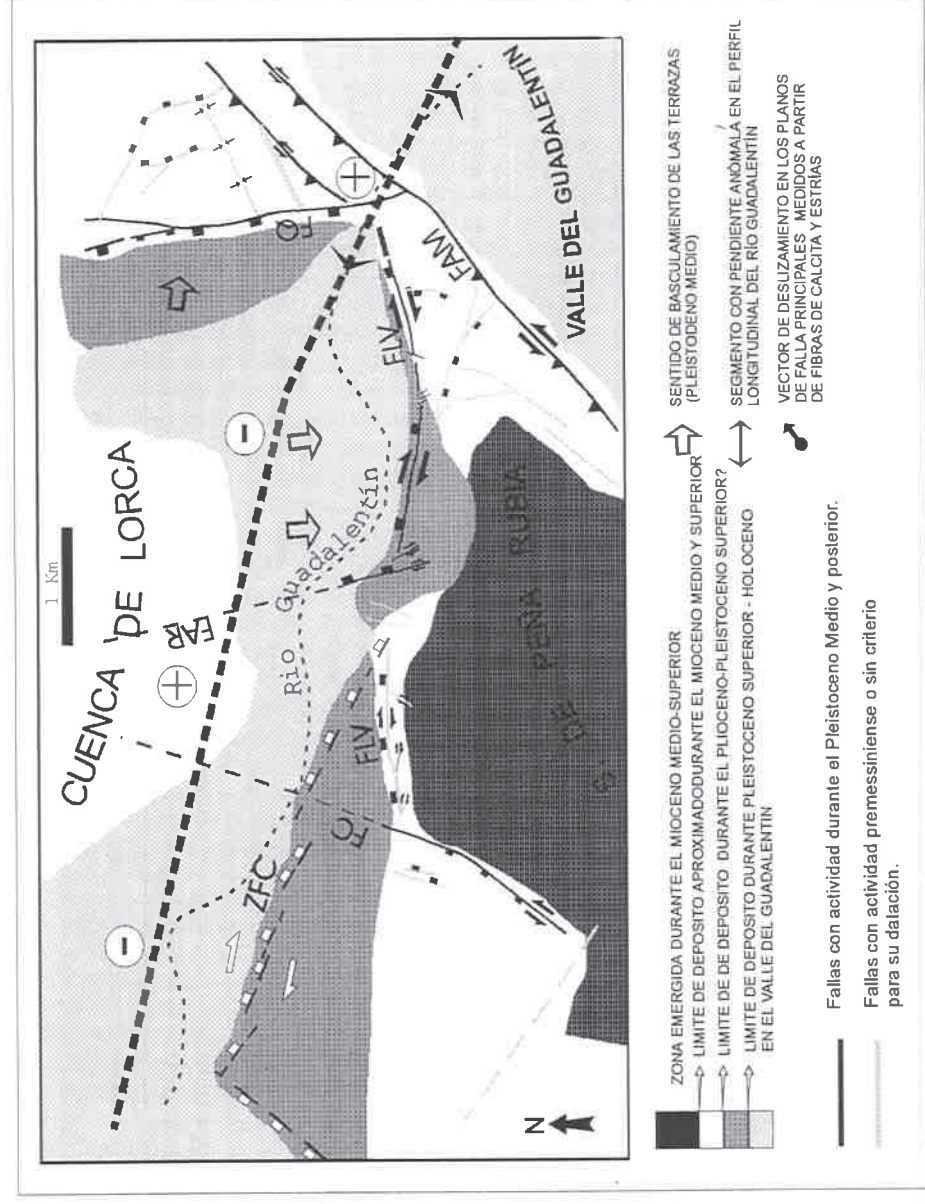


Figura 5: Esquema tectosedimentario del entorno de la Falla de las Viñas en el que se señala la evolución de las áreas de depósito durante el período neotectónico (Mioceno Sup.- Actualidad). Asimismo, se señala con línea intermitente la posición del perfil geométrico realizado, así como la posición de los máximos (+) y mínimos (-) de anomalía de Bouguer, que parecen asociarse a bloques levantados y hundidos por la actividad de las fallas transversales a la FLV. FC: Falla del Cejo; FAR: Falla de los Aragoneses; FLV: Falla de las Viñas; FAM: Falla de Alhama de Murcia. FQ: Falla de los Quijales.

tico controlaba la máxima potencia de depósito de la cuenca de Lorca asociada a un movimiento de carácter normal de la misma.

- A partir del Plioceno la sedimentación ya es de carácter detrítico aluvial y está limitada por la traza de la FLV que controla el límite morfológico de la Sierra. Únicamente en la parte central de su traza, allí donde los relieves de la Sierra de la Peña Rubia están algo alejados hacia el sureste, los glaciares solapan la FLV.

- A partir del Pleistoceno los depósitos tanto de los abanicos aluviales procedentes de la erosión

de la sierra, como los depósitos de las terrazas del río Guadalentín se restringen únicamente al norte de la FLV (en el sector oriental) y al norte de la zona de falla del Consejero (ZFC) en la zona occidental. Este hecho apoya la existencia de movimientos recientes en la vertical de dichas zonas de falla a los que responde la red fluvial. El sector oriental de la FLV (entre la falla de Los Aragoneses y la falla del Cejo) parece comportarse de forma pasiva desde el Plioceno. En este sector la actividad de la FLV se ha transmitido durante este período a la zona de falla del Consejero, que es la que limita los depósitos más recientes (figs. 1 y 5).



## ESTRUCTURA Y CINEMÁTICA NEOTECTÓNICA

Como hemos visto, la FLV presenta una estructuración compleja, con sectores caracterizados por la existencia de un único plano de deslizamiento principal y otros en los que se puede hablar de una zona de cizalla de varios metros de espesor. Como se observa en la cartografía, la orientación de la zona de falla varía lateralmente. Esto le confiere una morfología de "S" producida por los arrastres ocasionados por los movimientos de desgarramiento sinistral de las fallas del Cejo y de Alhama de Murcia. Asumiendo esto, la orientación original de la FLV estaría más próxima a N 110 (fig. 1).

El buzamiento del plano de falla principal varía de unos puntos a otros. En unos tramos es subvertical mientras que en otros llega a buzarse unos 70° al norte. Nunca se observó un buzamiento hacia el Sur.

Por otra parte, la FLV aparece intersectada por varias fracturas transversales de direcciones NE-SO y NO-SE. Entre ellas destacan: la falla del Cejo y la falla de los Aragones. La intersección entre las fallas descritas divide la FLV en varios segmentos y compartimentan la zona en distintos bloques.

## Estructura en profundidad

La realización de un perfil gravimétrico a lo largo del valle del Río Guadalentín nos ha permitido identificar una serie de bloques de basamento levantados y hundidos (fig 6). Los bruscos cambios de potencia de los depósitos miocenos, que dibujan dichos bloques señalan la existencia de fallas sinsedimentarias transversales a la dirección del perfil. Las prolongaciones hacia el norte de las fallas del Cejo (FCJ) y de los Aragones (FAR) coinciden de forma bastante clara con las

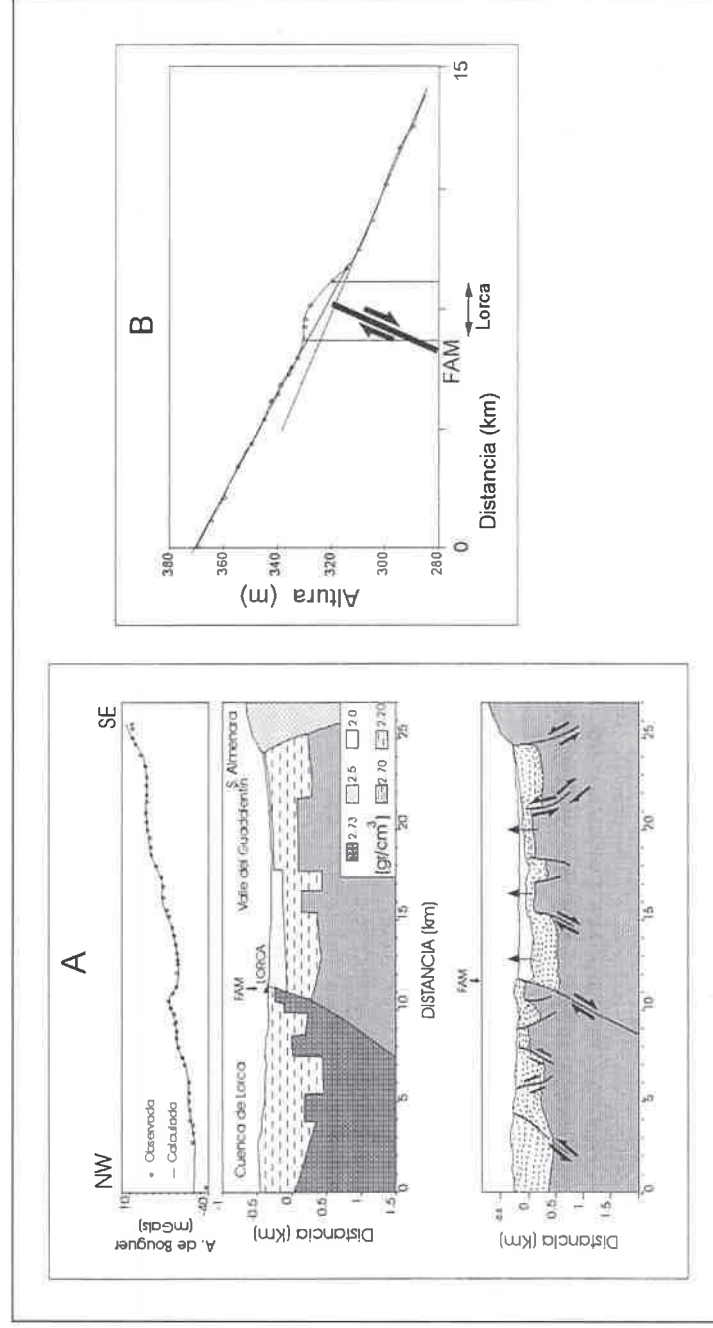


Figura 6: A: Perfil de anomalía de Bouguer realizado a lo largo del Río Guadalentín, con la modelización de densidades y un corte geológico interpretativo en la parte inferior. Este perfil permite identificar la actividad de componente vertical durante el Mioceno de algunas de las fallas transversales a la FLV identificadas en la cartografía (Fig. 1). B: Perfil longitudinal del tramo del río Guadalentín a su paso sobre la traza de la Falla de Alhama de Murcia. Se observa una clara anomalía a la altura de la falla que indica la vigencia del movimiento con componente inversa de dicha falla.

desnivelaciones de basamento observadas (ver fig. 5). La gravimetría muestra que el bloque de basamento limitado por FCJ y FAR ha sufrido durante el Mioceno un hundimiento relativo importante.

En la fig. 6 se ha señalado asimismo el segmento del perfil longitudinal realizado a lo largo del cauce de río Guadalentín que presenta una anomalía. Dicha zona de anomalía se sitúa en la vertical de un bloque de basamento levantado por la actividad inversa holocena de la FAM.

Por lo tanto, la información de carácter geofísico confirma dos hechos importantes: -1: Las fallas transversales al corredor de la FLV presentan una continuidad hacia el norte importante y han actuado con saltos de tipo vertical (normal) durante el relleno de la cuenca de Lorca. Estos saltos pueden superar los 300 m desde el Mioceno medio, si bien, su actividad se reduce bastante a partir del Messiniense (la potencia de los yesos de La Serrata no está controlada por ellos). -2: La FAM está controlando durante el Holoceno la elevación de un bloque de basamento a la altura de Lorca mediante su cinemática inversa, que modifica el perfil longitudinal del río Guadalentín.

### Fracturación secundaria

Junto a la FLV aparece una abundante fracturación secundaria de escala centimétrica a decamétrica asociada a la cizalla. Esta fracturación ha sido medida en cuatro estaciones repartidas a lo largo de la FLV. En el mapa de la fig. 1 se han representado los sistemas de fracturación secundaria observados en cada estación con el vector deslizamiento obtenido a partir de estrias o fibras de calcita. La fracturación secundaria más significativa presenta una orientación N 120°-140° E y cinemática dextral con cierta componente vertical. En algunos puntos se observan estas fracturas fosilizadas por las margas del Tortoniense superior. Estas fallas constituyen una fracturación secundaria tipo Riedel asociada a la cizalla dextral de la FLV.

En los planos paralelos a la FLV se identifican movimientos de desgarre dextral marcados por

estrias con cabeceos inferiores a 20°. Asimismo, estrias y corrugaciones de mayor tamaño con cabeceos próximos a 90° indican en los mismos planos movimientos de tipo normal puro. Las relaciones temporales entre unas estrias y otras son de difícil interpretación.

Las fracturas transversales NE-SO y NO-SE de mayores dimensiones presentan asimismo dos cinemáticas. Una de desgarre (dextral las NO-SE y sinistral las NE-SO) y otra de carácter normal. La relación temporal entre estas cinemáticas es también de difícil interpretación. Todas las fracturas hasta ahora descritas aparecen deformando a los depósitos de edad Tortoniense.

### Evolución cinemática de la FLV durante el Mioceno superior

Teniendo en cuenta los distintos tipos de observaciones estructurales descritas se ha elaborado una evolución cinemática que explica la formación y evolución cinemática de las distintas estructuras identificadas (fig. 7).

Las micro y mesoestructuras analizadas indican la existencia de una deformación de desgarre dextral transpresivo a lo largo de la falla de las Viñas (FLV) que pudo iniciarse ya en tiempos pre-tortonienses. Bajo esta cizalla N 110° se verticalizaron las calcarenitas del Tortoniense superior bajo y se generaron numerosas fracturas tipo Riedel (R) N 120°-130° dextrales. Estas fracturas rejugaron posteriormente rompiendo la cresta calcarenítica en bloques que sufren rotaciones antihorarias de hasta 30° (fig. 8). En esta figura se observa claramente como la cresta de calcarenitas, que se alarga en dirección N 110 hacia el castillo de Lorca (al fondo de la imagen), está dividida en segmentos rotados hacia direcciones N 70° E por la acción de las fracturas Riedel (R) N 130.

Posteriormente, se formaron las fallas de desgarre de direcciones más norteadas (NE-SO y NO-SE) que cortan y flexionan la zona de falla (fig. 7b). Al mismo tiempo, se activan los movimientos de desgarre de la falla de Alhama de Murcia (FAM) y la falla del Cejo (FCJ). Estos movimientos, que parecen haberse continuado hasta el

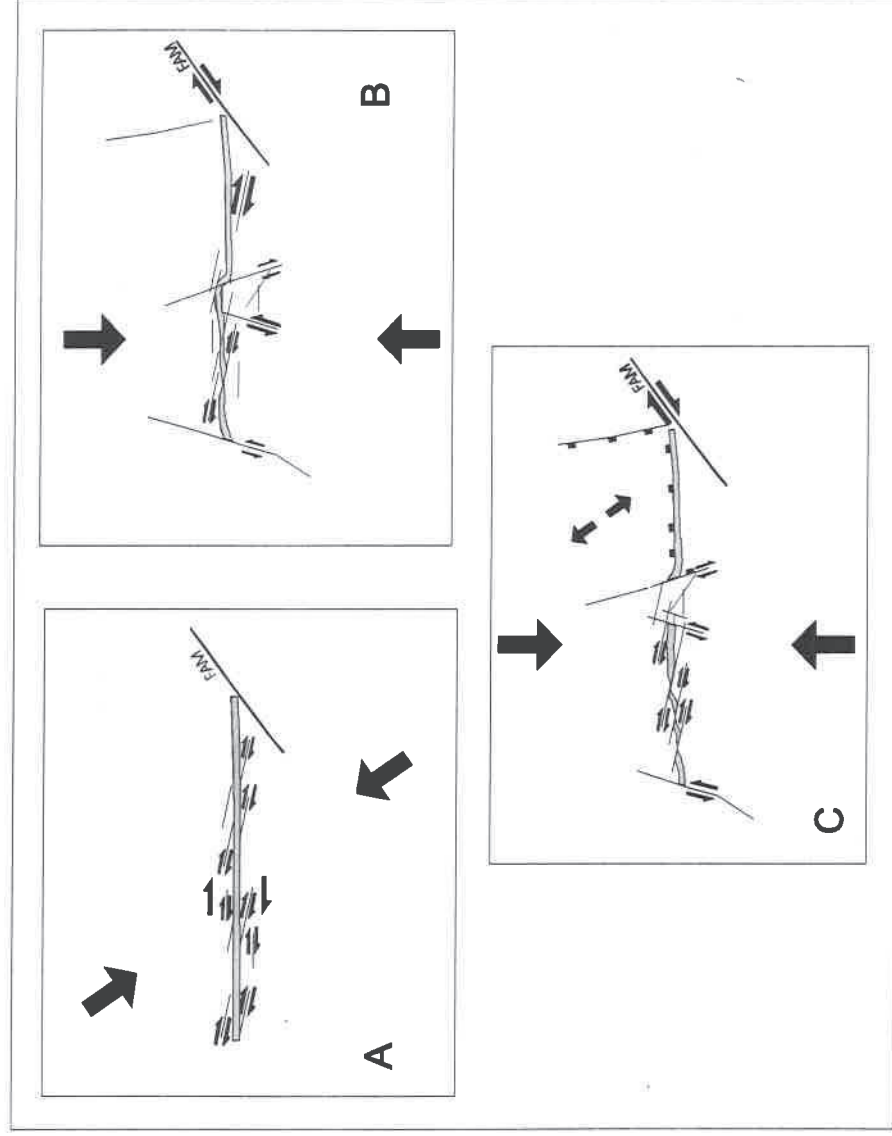


Figura 7: Evolución cinemática de la Falla de las Viñas desde el Tortoniano Superior hasta la actualidad. Las estructuras menores identificadas en la zona de falla, así como la estructura del corredor indican la actuación de dos direcciones de acortamiento horizontal diferentes, y un episodio reciente de actividad extensional.

Cuaternario, generan un arrastre en la zona de falla de FLV, cuya orientación sufre una rotación antihoraria en el extremo oriental y horaria en el extremo occidental. De esta manera queda desvirtuada la estructura de cizallamiento con planos "Y" y "R" precedente.

Con posterioridad a la verticalización de las margas del Tortoniano superior y continuándose durante el Cuaternario (como se mostrará después) los planos principales (Y) y las fallas de desgarre NE-SO y NO-SE se reactivaron con movimientos de carácter extensional.

Esta compleja evolución cinemática puede explicarse mediante la existencia de dos direcciones de máximo acortamiento horizontal (fig. 7). La cizalla dextral inicial requiere un campo de

esfuerzos compresivo con un acortamiento NO-SE. Un giro horario de la dirección del máximo esfuerzo horizontal hacia NNE-SSO provoca un bloqueo progresivo de los planos "Y" N 110° (FLV), mientras que los "R" N 120°-140° siguen actuando como dextrales. Esto induce una rotación de bloques limitados por fallas tipo "R". Al mismo tiempo, bajo este acortamiento más nordesteado se generan fallas N 20°-30° de desgarre sinistral y NO-SE de desgarre dextral, como familias conjugadas. Estas fallas cortan y traspasan la totalidad de la zona de falla.

Por otra parte, el plano de falla principal del corredor de la FLV así como las fallas NO-SE y NE-SO presentan rejugos de tipo extensional durante el Tortoniano. La interpretación gravimétrica mostraba saltos verticales intramiocenos

de escala hectométrica. La edad de esta cinemática parece coincidir temporalmente con las cinemáticas de desgarrar descritas antes. Estos saltos normales no aparecen en el tramo de la FLV situado entre la FCJ y la FAR, sin embargo, son evidentes en el sector oriental, donde las estrías presentan cabeceos entre  $80^\circ$  y  $90^\circ$ . Parece ser, por tanto, que el bloque limitado por estas tres fallas actúa con una cinemática propia en respuesta a un campo de esfuerzos extensional local.

Los movimientos en la vertical de la FLV y de las fallas NO-SE y NE-SO, tal y como se expresaba en la evolución tectosedimentaria, han controlado la potencia de los depósitos calcareníticos y margosos del Tortonense superior y Messiniense preevaporítico. Es evidente que esta cinemática no es coherente con un acortamiento NO-SE o N-S. Por tanto, podemos llegar a la conclusión de que las observaciones de campo muestran la existencia de un solapamiento en el tiempo y en

el espacio de cinemáticas aparentemente incompatibles a lo largo del Mioceno superior en la FLV, incompatibilidad que intentaremos explicar más adelante.

### Cinemática cuaternaria: paleosismicidad

Las deformaciones y cinemáticas tratadas hasta ahora, debido a la edad de los materiales a los que afectan, pueden considerarse de edad Mioceno superior o posterior, sin poder precisar mucho más. Existen, sin embargo, bastantes indicios que permiten afirmar que la FLV (en algunos tramos) y algunas de sus fracturas acompañantes han sido activas durante el Plioceno y el Cuaternario. Asimismo, en algunos puntos se han identificado características, de tipo estructural y morfológico, de posible actividad paleosísmica. A continuación se analizan estas características en función del sector considerado y del tipo de criterio identificado.

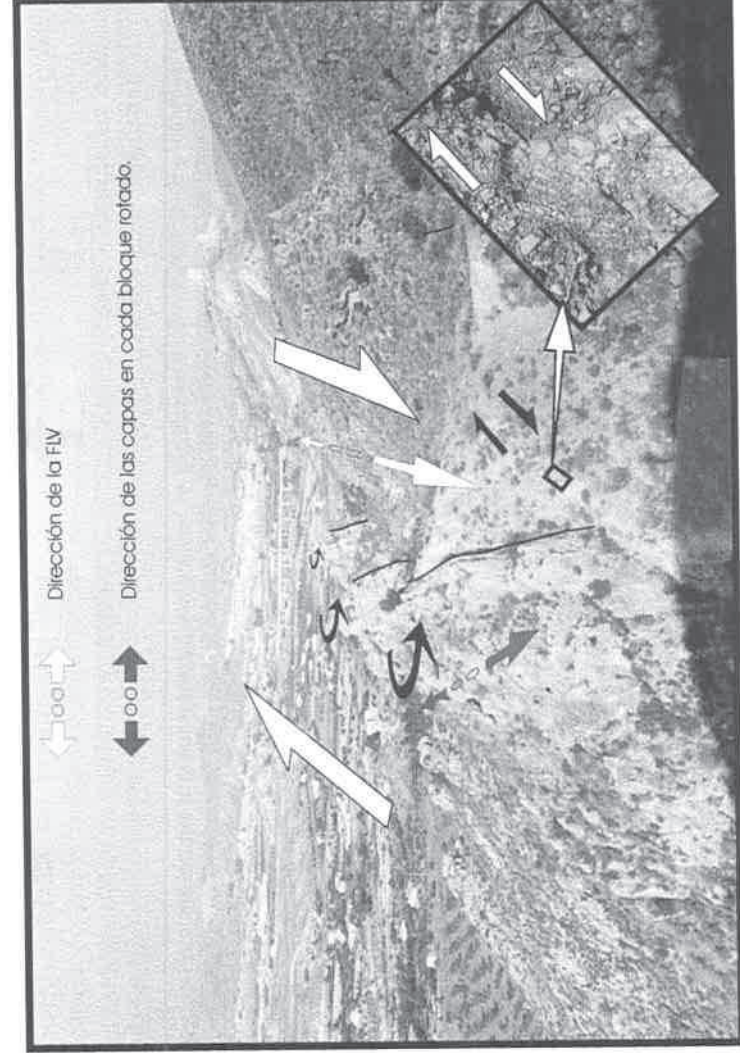


Figura 8: Vista lateral (hacia el este) de la zona occidental de la falla de Las Viñas. Al fondo se observa el castillo de Lorca, a la derecha la sierra de las Estancias y a la izquierda el valle del Guadalentín. En primer término se observan las crestas de calcarenitas tortonenses verticalizadas y rotas en fragmentos separados por fallas dextrosas  $N 120^\circ$  (Riedel) que inducen rotaciones antihorarias en dichos bloques. Se ha señalado con líneas negras la base de los paquetes calcareníticos para observar más claramente las rotaciones. Las flechas blancas señalan la cizalla dextrosa que controla toda la zona de falla.

### **Sector oriental: Criterios estructurales**

En la fig. 9 se muestra una visión frontal del plano de falla de la FLV 1 Km al oeste del castillo de Lorca. En este tramo, la falla separa las calcaritas de las margas amarillas del Tortoniense superior. Observando el plano de falla con mayor detalle (fig. 10) se observa una corrugación y retazos estriados con cabeceos próximos a 90°. Sobre el plano de falla, visto frontalmente (fig. 9), se identifica una banda de color más claro con distinto grado de erosión y colonización vegetal que corresponde con la parte del plano de fricción más fresco. En el interior de esa banda se observa una coincidencia morfológica entre otra serie de bandas más estrechas paralelas entre sí. Estas bandas están limitadas por pequeños escalones que en las fotografías resaltan por su color más oscuro. Se identifican hasta cuatro escalones separados entre sí de 0.5 a 3 m.

Interpretamos esos escalones como restos de antiguos "paleocontactos" sobre el plano de falla del límite del paleorelieve de las margas. Sucesivas reactivaciones del plano de falla han hecho bajar gradualmente este límite hasta su posición actual (líneas L de las figuras 9 y 10). Lo más interesante de estos escalonamientos es que, si nos fijamos en las dos figuras, observamos que el plano de falla está cortando una antigua ladera en equilibrio. La morfología del contacto entre las margas del bloque hundido y el plano de falla (línea L) coincide con la morfología de los distintos escalones. En último término, si vamos restando el salto que representaría cada intervalo entre escalones, al final la línea L coincidiría con el borde superior de la banda del plano de falla que está libre de vegetación y menos degradado (línea P).

En definitiva, pensamos que estamos ante una sucesión de saltos de falla de carácter puntual posteriores a la existencia de un relieve ya configurado por la red fluvial actual (los valles que quedan colgados detrás de las calcarenititas lo atestiguan) y, por tanto, se trata de saltos de edades claramente cuaternarias.

Las litologías margosas adosadas al plano de falla pueden hacernos pensar en la posibilidad de que se trate en realidad de una sucesión de paleodeslizamientos. Contra esta interpretación

está el hecho de que la franja del plano de falla con menor grado de alteración que interpretamos como reactivada, atraviesa varias vaguadas y barrancos, y sigue conservando los escalones con las morfologías coincidentes. En caso de tratarse de deslizamientos gravitacionales, creemos que sería difícil que la masa deslizante tuviera tal continuidad lateral afectando al mismo tiempo a varios lóbulos margosos situados entre distintos barrancos y manteniendo un movimiento de traslación tan homogéneo en toda su longitud. Asimismo, no existen restos de ningún frente de deslizamiento hacia el valle del Guadalentín.

No existen criterios para datar estas estructuras, pero si consideramos las características citadas como indicios de paleosismicidad, podemos concluir que se identifica un salto total de falla desde el Pleistoceno de más de 10 metros. Estos valores dan tasas de movimiento en la vertical de aproximadamente 0.1 m/Ka. Este salto se puede dividir al menos en cinco saltos individuales con deslizamientos por evento entre 0.5 y 3 m. La continuidad lateral visible de los mismos es de aproximadamente 1 Km, aunque es probable que ocupen todo el segmento situado entre la falla de Los Aragones (FAR) y la falla de los Quijales (FQ) (más de 3 Km).

### **Sector Oriental: Criterios morfológicos**

Además de las estructuras que acabamos de analizar, existen una serie de indicios de carácter morfológico que apoyan la existencia de actividad cuaternaria de carácter extensional en la FLV y en las fallas asociadas: FAR y FQ. Entre estas observaciones destacan las siguientes:

-1). Disposición y deformación que presentan las terrazas fluviales del río Guadalentín: -A) Solamente se conservan restos de terrazas en el sector de la FLV situado entre la FAR y la FQ y además presentan un basculamiento hacia el plano de falla de FLV (fig 1). -B): Los restos de terrazas más próximas a la FQ están basculadas anormalmente hacia esa falla. C): Existen restos de terrazas previas a T1 (no cartografiadas) que aparecen fuertemente basculadas hacia el este y sureste (fig. 4). Estos restos aparecen cubiertos por terrazas más modernas.

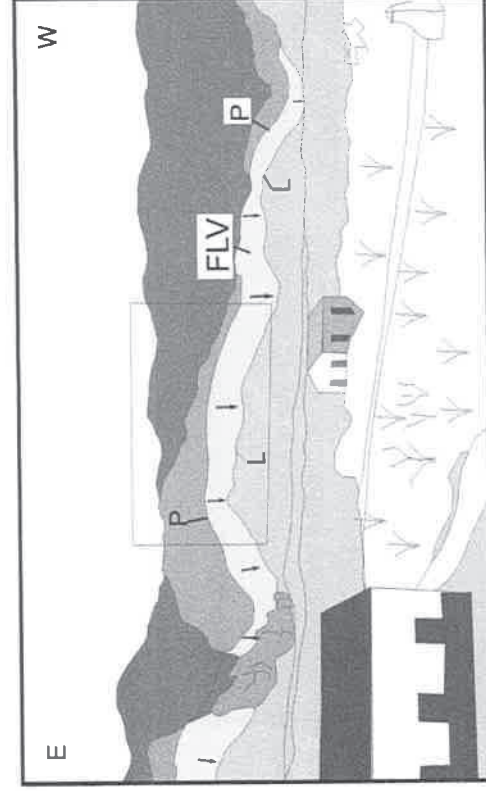
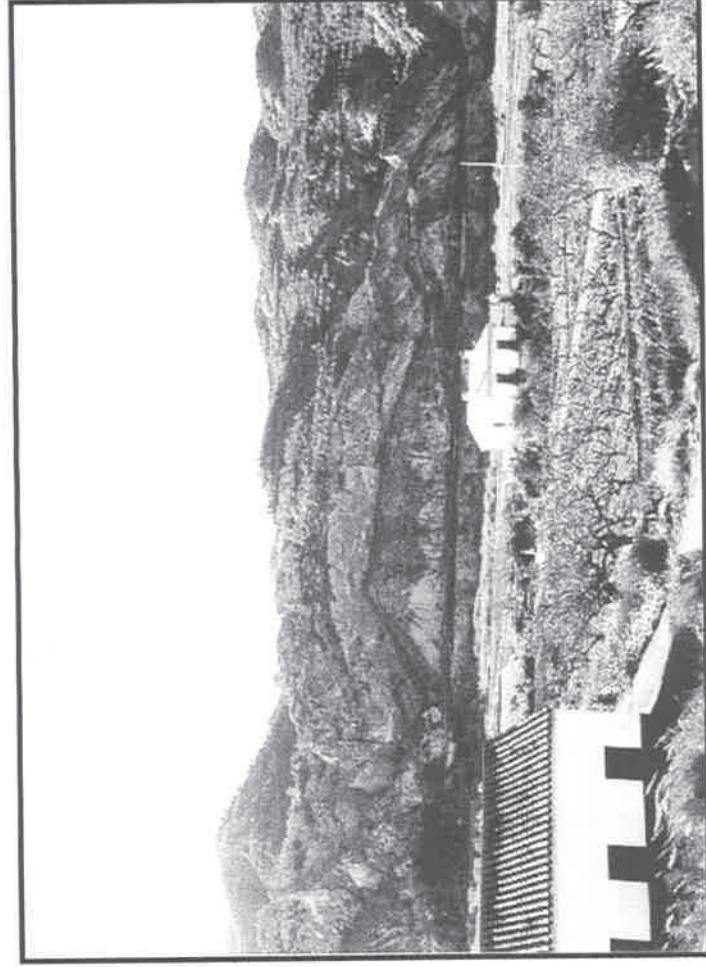


Figura 9: Vista frontal de la falla de las Viñas, 2 km al oeste de Lorca. Sobre el plano de falla se observa una banda con menor grado de alteración, que presenta unos límites superior (línea P) e inferior (línea L) coincidentes en su morfología. Ello induce a pensar en una actividad muy reciente del plano de falla (ver explicación en el texto).

-2). El cauce del río Guadalentín, a partir de su paso sobre la FAR, sufre una rápida migración hacia el sur hasta quedar casi en contacto con la

FLV. Esta migración tiene su reflejo en el rápido abandono de sus terrazas más recientes (T2 a T4) al norte de su cauce (fig. 1).

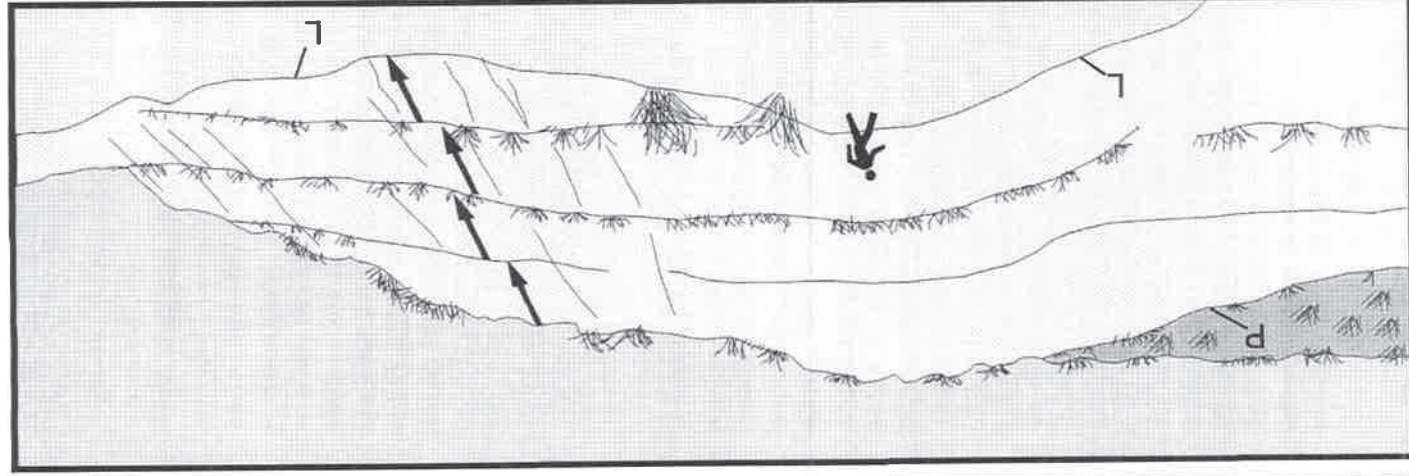
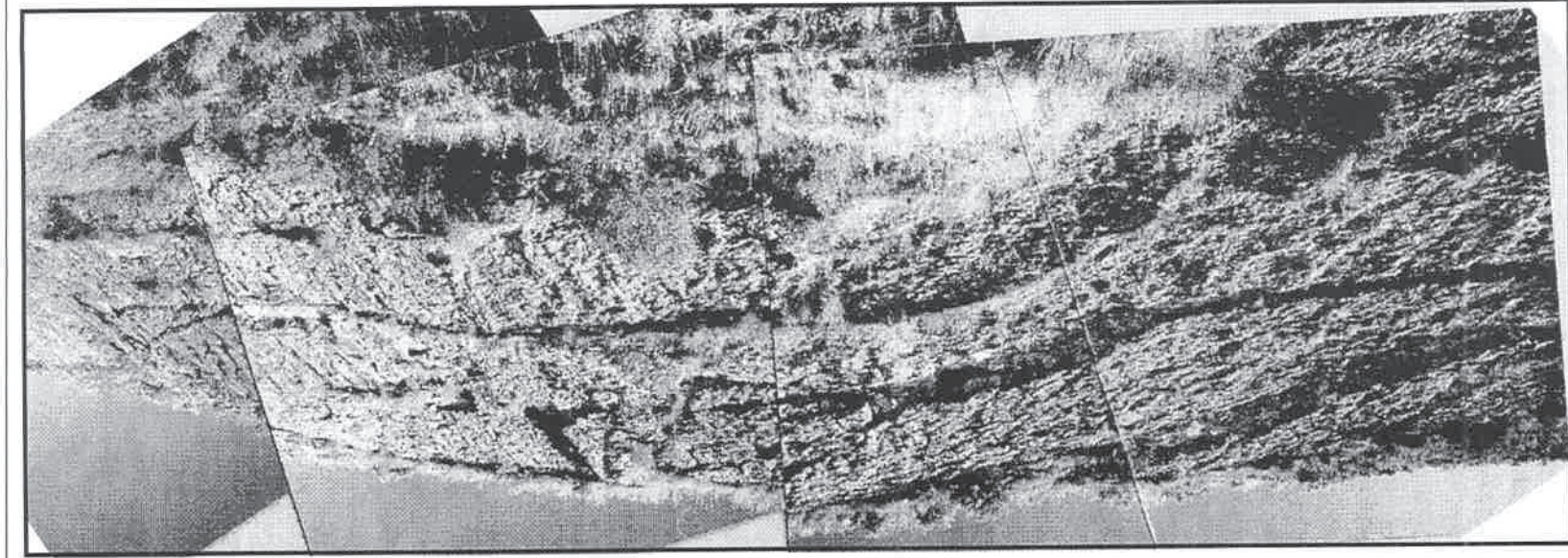


Figura 10: Vista cercana del plano de fricción de la falla de las Viñas. Dentro de la banda con menor grado de alteración se observan a su vez bandas separadas por pequeños escalones cuyos límites superior e inferior son también coincidentes. Ello puede ser un indicio de reactivaciones cosísmicas sucesivas de la falla.

Estas observaciones indican que durante el Cuaternario el bloque limitado por la FLV, la FQ y la FAR han sufrido un hundimiento acompañado de basculamiento hacia el E-SE, causado por movimientos de tipo normal de dichas fallas. La red fluvial y sus depósitos responden a dicho hundimiento.

#### **Sector Occidental: criterios estructurales**

Desde la FAR hacia el oeste se identifica una rama más reciente de la FLV con orientación N 120° compuesta por fallas que se relevan con una disposición en *echelon* que deforman los glaciares y abanicos cuaternarios situados al norte del Cejo de Los Enamorados. Algunas de estas fallas están ocultas y se identifican por la flexión de los depósitos cuaternarios suprayacentes. En el mapa se ha denominado zona de falla del Consejero (ZFC) a la articulación de estas fallas que en nuestra opinión constituye la prolongación hacia el oeste de la FLV para tiempos pliocuaternarios (fig 1).

El segmento de la FLV entre la FCJ y la FAR habría quedado abandonado a finales del Mioceno. En efecto, este segmento no induce ninguna deformación ni ningún control de los depósitos cuaternarios.

En el sector situado entre la Rba. de los 17 Arcos y la FCJ los depósitos aluviales del Pleistoceno inferior y medio denominados GL1 (en este sector se trata de restos de abanicos aluviales con potencias de hasta 18 m) aparecen deformados por buzamientos crecientes hacia la posición de las fallas que los separan de los depósitos holocenos. La ZFC está cubierta por el holoceno del abanico del Cambrón pero en su proximidad GL1 llega a buzar hasta 30°. En los cortes de la Rba. de los 17 Arcos (fig. 3) se observan los tres niveles de terrazas aluviales afectados por la actividad de la ZFC. El grado de basculamiento de cada nivel es proporcional a su antigüedad, lo que demuestra la continuidad de la actividad de esta zona de falla a lo largo del Cuaternario.

La actividad pliocena y cuaternaria de la FLV y su fracturación acompañante indican, por tanto, la vigencia de los movimientos extensionales a lo largo de la zona de falla.

#### **CAMPO DE ESFUERZOS NEOTECTÓNICO Y ACTUAL: DISCUSIÓN.**

De los apartados precedentes se desprende que el campo de esfuerzos compresivo regional con una orientación del máximo esfuerzo horizontal NNO-SSE, reconocido a escala de toda la cordillera para el período neotectónico (Galindo Zaldívar et al. 1993), únicamente explica la cinemática dextral de la FLV y la actividad inversa de la FAM que perturba el perfil longitudinal del río Guadalentín. Sin embargo, tanto la evolución tectosedimentaria como la evolución cinemática deducida de las microestructuras así como los indicios de actividad paleosísmica apoyan la coexistencia de otros dos campos de esfuerzos distintos del regional; uno compresivo con una dirección de máximo acortamiento horizontal NNE-SSO, y otro distensivo con dirección de extensión horizontal entre E-O y NO-SE. Para explicar estos dos campos de esfuerzos, debemos tener en cuenta la influencia de la actividad de la FAM, que controla en gran medida las deformaciones y la evolución morfotectónica de este sector de la Cordillera Bética (Martínez-Díaz, 1998). Esta actividad induce varios efectos que pueden explicar la perturbación local y temporal del campo de esfuerzos regional.

#### **Efecto de la curvatura de la falla de Alhama de Murcia**

En la fig. 11 se muestra un esquema cinemático y dinámico en el que se observa como la FLV se sitúa junto a la FAM al norte de una zona donde ésta cambia de orientación de N 60°-65° a N 40°. Este cambio de orientación se traduce en la existencia de una curvatura de la zona de falla. Schultz y Aydın (1990) crearon un modelo dinámico para explicar la existencia de extensiones respaldadas por la formación de cuencas terciarias situadas frente al lado convexo de zonas curvadas de fallas *strike-slip* en el centro y sur de Alaska. Esas cuencas se sitúan en el lado convexo de sistemas de fallas *strike-slip* sometidas a un campo de esfuerzos de desgarre compresivo relacionado con la subducción hacia el norte de la placa Pacífica. En el lado convexo de esas zonas de falla se genera una modificación local del campo de esfuerzos compresivo debido al



gradiente de deslizamiento que se produce entre la zona cóncava y la zona convexa. En el lado convexo se produce una reducción del esfuerzo medio que induce una subsidencia y la subsiguiente generación de fracturación normal. En el lado cóncavo se produce el efecto contrario. Se genera una concentración de esfuerzos.

Si comparamos la fig. 11 con la deformación que se pone de manifiesto en la cartografía de la fig. 1, vemos que en la zona convexa situada junto a la localidad de Lorca la subsidencia de la cuenca miocena de Lorca es máxima y se identifican hundimientos y fallas normales durante el Plioceno y el Cuaternario.

El efecto de curvatura citado puede ser responsable del campo de esfuerzos distensivo local observado al NO de Lorca. Es un campo distensivo coetáneo con la cinemática de desgarramiento sinistral de la FAM, que explica la cinemática normal de la FLV y la tectónica de levantamiento y hundimiento de bloques que la acompaña durante el Mioceno Sup., Plioceno y Cuaternario.

#### **Efecto de tracción por frenado**

Otro posible mecanismo que puede explicar la actividad extensional en la zona de falla de Las Viñas estaría dominado por un proceso de tracción asociado al "frenado" en el movimiento de desgarramiento que se produce en el sector Lorca-Totana. Al tener éste una orientación más perpendicular a la dirección de acortamiento regional (figura 11), presenta una menor componente de movimiento horizontal que el sector Huerca-Overa-Lorca de la FAM. Esto hace que el bloque de corteza situado al noroeste de la falla en el sector Lorca-Totana, se mueva a menos "velocidad relativa" hacia el SO que el bloque de la Sierra de las Estancias. Este proceso induciría una tracción en el sector donde se localiza la FLV (área con sombreado más oscuro en la figura 11b). Asimismo, en la zona de "frenado" la concentración de acortamiento induce la formación de la antiforma de la Sierra de la Tercia, la formación de otras zonas de cizalla subparalelas a la zona de desplazamiento principal de la FAM, y, en definitiva, un mayor grado de deformación neotectónica en el sector Lorca-Totana.

#### **Modificación de las trayectorias de esfuerzos asociadas a reactivaciones paleosísmicas de segmentos de falla**

En la fig. 11 c se representa un modelo interpretativo de la desviación de las trayectorias del máximo esfuerzo horizontal compresivo regional en el entorno de la FAM. Se ha considerado la FAM dividida en tres segmentos mayores que parecen presentar una actividad paleosísmica individualizada (Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1999). Para representar el grado de desviación de  $\sigma_1$  a cada lado y en cada extremo de la falla nos hemos basado en los ángulos obtenidos experimentalmente por Chinery (1966) y Odonne y Massonat (1992), y en las observaciones naturales de Rebai et al. (1992) y hemos interpretado que, como se observa en los modelos experimentales, el ángulo de rotación de  $\sigma_1$  disminuye progresivamente hacia el centro de cada segmento de rotura y se hace casi perpendicular en el otro extremo.

Si consideramos que cada segmento se comporta de manera sísmica, en los momentos de reactivación sísmica y posterior reajuste de esfuerzos (fases cosísmica y postsísmica (SIBSON, 1986) el esfuerzo máximo horizontal se desviaría hacia N-S o NNE-SSO. Estos esfuerzos sísmicos transitorios son capaces desde un punto de vista mecánico de generar o reactivar fracturas secundarias (réplicas) asociadas a la actividad sísmica de fallas de primer orden (Price y Cosgrove, 1990). En los períodos intersísmicos en los que comienzan a concentrarse de nuevo los esfuerzos sobre la falla, el esfuerzo máximo horizontal correspondería con el regional NNO-SSE. Ambos campos generan en la zona de influencia de la FAM estructuras con diferentes orientaciones y/o cinemáticas. Si consideramos la repetición de innumerables ciclos de deformación sísmica, durante los últimos 9 m. a. (período neotectónico), tendríamos que las rocas del entorno de la falla han estado sometidas de manera intermitente a cambios en la orientación del tensor de esfuerzos que se traduce en unas complicadas relaciones temporales entre las estructuras que genera el campo local y las que genera el campo regional.

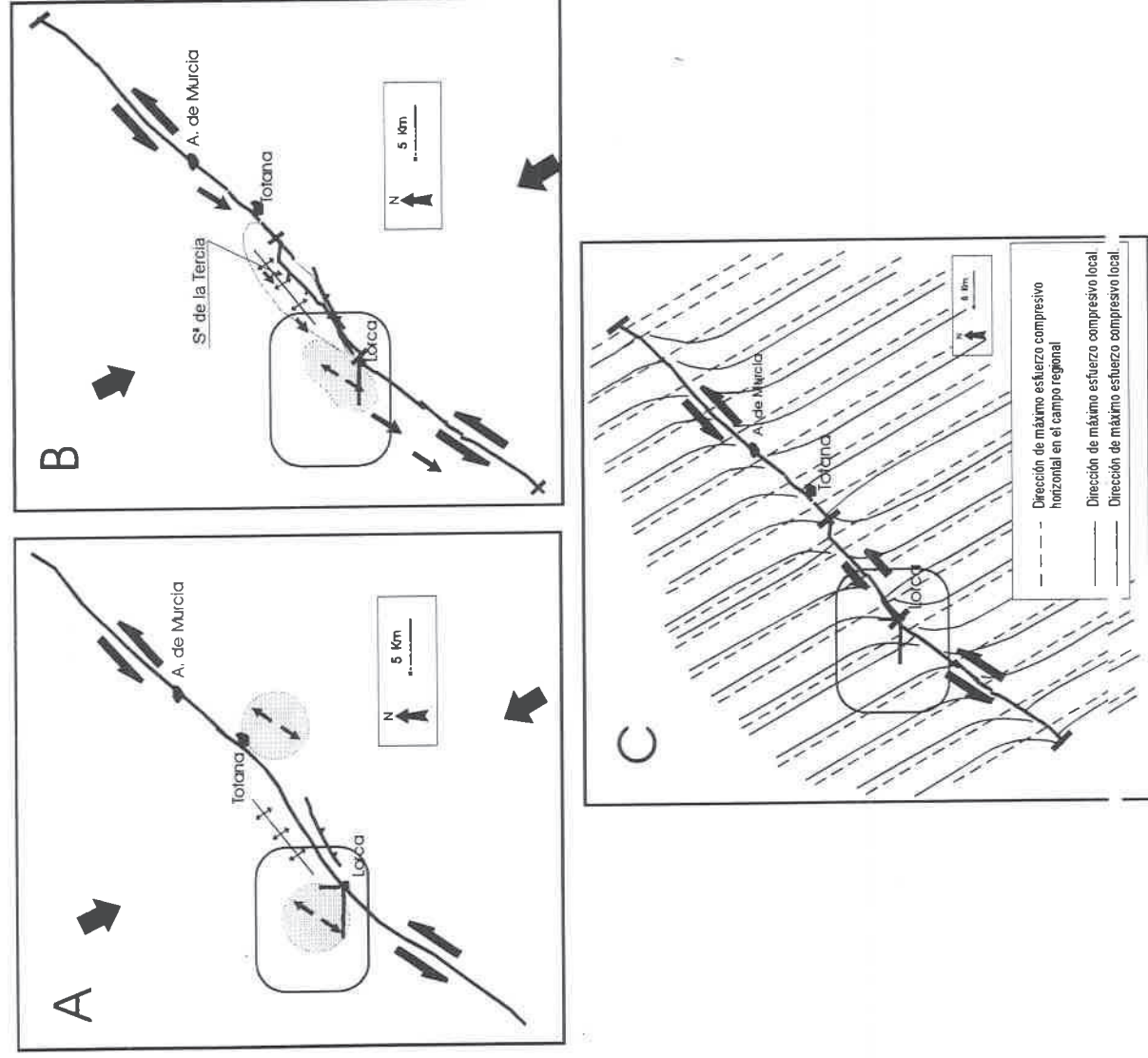


Figura 11: Modelos dinámicos en relación con la actividad neotectónica y paleosísmica de la FAM, que pueden explicar las distintas direcciones de acortamiento así como la tectónica extensional reconocidas en la zona de falla de las Viñas. A: Efecto de curvatura de la FAM; B: Efecto de tracción por frenado; C: Modificaciones transitorias de las trayectorias de esfuerzos asociadas a reactivaciones de segmentos de la FAM. (Explicación en el texto).

## CONCLUSIONES

Se ha podido reconocer en este estudio, por primera vez, que la Falla de las Viñas es una falla con elevada actividad neotectónica y presenta importantes evidencias de actividad paleosísmica. Del estudio neotectónico y paleosísmico

realizado se pueden destacar las siguientes conclusiones:

- La zona de falla de la FLV actuó, durante el Mioceno Superior, como una cizalla de desgarramiento dextral N 100°-110° E que generó una fractura secundaria tipo Riedel N 120°-140° E.

Probablemente esta cinemática era ya activa durante el Mioceno medio. Durante el Tortonense superior y Messiniense se identifican importantes movimientos de carácter normal de la FLV que controlan un depocentro de depósitos margosos en el borde sur de la cuenca de Lorca. Esta actividad es incompatible con el desgarre dextral antes descrito. A lo largo del Messiniense se inicia un bloqueo de la cizalla dextral y se generan fallas de desgarre NE-SO y NO-SE que cortan y desvirtúan la estructuración previa del corredor.

- A partir del Messiniense se identifican dos segmentos de la FLV con diferente comportamiento, limitados por la falla de Los Aragones. Al oeste de dicha falla la FLV carece de actividad pliocuaternaria. Esta actividad migra a una nueva zona de falla (zona de falla del Consejero) que deforma los depósitos pliocuaternarios situados al pie del cejo de Los Enamorados.

- En el sector oriental de la FLV se identifica la existencia de un bloque limitado por las fallas FAR, FLV y FQ que presenta una cinemática individualizada. Este bloque ha sufrido durante el Cuaternario (y probablemente también durante el Plioceno) un hundimiento asimétrico con basculamiento hacia el SE.

- Dicho hundimiento está controlado por la actividad reciente de tipo normal de la FLV que presenta indicios de paleoisimicidad. Se han identificado estructuras indicativas de posibles eventos paleoisimicos cuaternarios con rupturas superficiales de más de 2 Km de longitud y saltos por evento de 0.5 a 3 m. El curso del río Guadalentín ha ido migrando hacia el sur a lo largo del Pleistoceno superior y Holoceno a favor de esta cinemática.

- La combinación de efectos asociados a la interacción de la FLV con la Falla de Alhama de Murcia: Efecto de la curvatura de la FAM, efecto de la curvatura de la FAM, y Reactivaciones paleoisimicas de segmentos concretos de la FAM, pueden explicar la existencia de campos de esfuerzos de menor jerarquía en la zona de falla de las Viñas, de forma coherente bajo un único campo de esfuerzos compresivo regional a lo largo de todo el período neotectónico.

Las evidencias de actividad neotectónica y fundamentalmente paleoisimicas obtenidas deben ser tenidas en cuenta a la hora de evaluar la peligrosidad sísmica de la zona y realizar planes de ordenación territorial.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco del proyecto AMB97-0523 titulado: "Análisis de la tectónica activa y su aplicación a la determinación de la peligrosidad sísmica en la Región de Murcia" financiado por la C.I.C.Y.T. Agradezco asimismo al investigador principal de este proyecto: José L. Hernández Enrile, por sus valiosas aportaciones al manuscrito.

## REFERENCIAS

- Baena, J., Barranco L. M, Zazo, C., Goy, J. L., Silva, P. G., Somoza, L., Bardaji, T., Estévez, A., Sanz de Galdeano, C. y Rodríguez, T. (1993). *Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividad de fallas de la Región de Murcia 1:200.000 y 1:100.000*. ITGE-CARM.
- Bousquet, J. C. y Montenat, C. (1974). *Presence de décrochements NE-SW plio-quaternaires dans les Cordillères Bétiques Orientales (Espagne). Extension et signification générale*. C. R. Acad. Sci. Paris 278, 2617-2620.
- Chinery, M. A. (1966). *Secondary faulting*. Can. J. Earth Sci., Vol. 3, 2, 163-190.
- Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1993). *Stress and paleostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to Present)*. Tectonophysics, 227: 105-126.
- Guillén Mondéjar, F. (1994). *La evolución espaciotemporal de la Cuenca de Lorca (Murcia). Aspectos geológicos y mineralógicos*. Tesis doctoral, Univ. de Murcia, 467pp.
- Martínez Díaz, J. J. y Hernández Enrile, J. L. (1992). *Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia)*. III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, Simposios Tomo 2, 420-430.
- Martínez Díaz, J. J. (1998). *Neotectónica y Tectónica Activa del sector centrooccidental de Murcia y Sur de Almería, Cordillera Bética (España)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 466 pp.
- Martínez Díaz, J. J. y Hernández Enrile, J. L. (1999). *Segmentación tectónica de la Falla de Alhama de Murcia y actividad paleoisimica asociada. Contribución a la determinación de la peligrosidad sísmica en la región de Murcia*. 1º Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Tomo 1º: 75-87.

- Montenat, C. (1973). *Les formations néogènes du levant espagnole*. Thèse Sciences, Orsay, 1170 pp.
- Odonne, F. y Massonnat, G. (1992). *Compatibilité de la déformation et des déplacements autour de failles simples et conjuguées, modélisation analogique de structures naturelles*. Bull. Soc. géol. France, t. 116, n° 6, 701-712.
- Price, N. J. y Cosgrove, J. W. (1990). *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press. 502 pp.
- Rebäi, S., Philip, H. y Taboada, A. (1992). *Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variations in stress directions at different scales*. Geophys. J. Int. 110, 106-140.
- Sanz DE Galdeano, C. (1983). *Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas*. Estudios Geol. 59, 157-165.
- Schultz, R. A. y Aydin, A. (1990). *Formation of interior basins associated with curved faults in Alaska*. Tectonics. 9-6, 1387-1407.
- Sibson, R.H. (1986). *Earthquakes and fault deformation in crustal fault zones*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 14, 149-175.
- Silva, P. (1994). *Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis doctoral. Universidad Complutense. 642 pp.

Original recibido: Noviembre 1999.  
Original aceptado: Febrero 2000.