



**ABRIR CAPÍTULO 2.4**

*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

2.1. Situación y antecedentes locales

2.2. Análisis de la cartografía regional

2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia

2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM

## **2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM**

2.5.1. Caracteres de deformación paleosísmica

2.5.2. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Sur de Lorca

2.5.2.1. Afloramiento de la Rambla del Buitre

2.5.2.2. Afloramiento del trasvase

2.5.2.3. Paleosismicidad deducida en otros afloramientos del CSL

2.5.2.4. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica asociada a la CSL

2.5.3. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Norte de Lorca

2.5.3.1. Ensayo de utilización de dataciones de isótopos de la serie del Uranio para el estudio paleosísmico del CNL

2.5.3.2. Continuidad lateral de la deformación. Surgencia del Cortijo del Roser

2.5.3.3. Discusión sobre de la naturaleza sísmica o asísmica de estas deformaciones. Intervalos de recurrencia

2.5.3.4. Formación y elevación de Sierra de La Tercia asociada a la actividad paleosísmica del CNL

2.5.3.5. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica en el CNL



## 2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM

En el transcurso de los estudios de análisis estructural a escala de afloramiento se han identificado varias estructuras y deformaciones en depósitos aluviales cuaternarios que podrían asociarse a deformaciones puntuales ocasionadas por reactivaciones de carácter sísmico de las fallas principales del sector Lorca-Totana de la FAM. Es decir, estructuras y deformaciones cosísmicas.

A lo largo de este capítulo se presenta el análisis e interpretación de los caracteres paleosísmicos que se han identificado en este sector. Caracteres que aportan datos a la hora de caracterizar la FAM como fuente sismogénica. La interpretación de estos datos paleosísmicos, junto con los datos de carácter cinemático y dinámico durante el período neotectónico, hasta ahora obtenidos, serán combinados para la interpretación del campo o campos de esfuerzos activos en este sector.

### 2.5.1. Caracteres de deformación paleosísmica

En la Tabla II se muestra la clasificación jerárquica de caracteres paleosísmicos propuesta por Mcalpin y Nelson (1996), basada en la utilizada por Solonenko (1970) y Nikonov (1995). Hemos ampliado esta clasificación con la adición de algunos caracteres. En dicha clasificación se estructuran los caracteres geológicos indicativos de paleosismicidad en tres niveles de jerarquía basados en su génesis, localización y momento de formación.

En función de su génesis se clasifican en: *primarios* (generados por la deformación tectónica) y *secundarios* (generados como respuesta a la vibración cosísmica). En función de su localización se clasifican en: caracteres generados en la zona de falla (y su entorno inmediato) y caracteres generados fuera de la zona de falla. Por último, cada carácter paleosísmico se clasifica en función de que se conserve como *expresión geomorfológica* o como *expresión estratigráfica*.

No han sido reconocidas en el sector Lorca-Totana caracteres paleosísmicos secundarios a excepción de deformaciones en sedimentos blandos de edades precuaternarias. Las litologías de los materiales cuaternarios son poco adecuadas para la formación de este tipo de caracteres. Sin embargo, son bastante frecuentes las estructuras primarias tanto en la zona de falla

como fuera de ella. En este sentido, se han estudiado varios afloramientos en los que pueden identificarse y medirse deformaciones primarias cosísmicas cuaternarias asociadas a la actividad de las zonas de desplazamiento principal tanto del CNL como del CSL. Asimismo, la acumulación de deformaciones cosísmicas producidas por el movimiento de la FAM han sido responsables de la formación y crecimiento de estructuras mayores con la consiguiente creación de importantes relieves asociados a dicha actividad.

Describiremos y analizaremos por separado las estructuras asociadas a cada uno de los dos corredores.

Tabla II

Tipos de caracteres indicadores de paleosismicidad en función de su génesis, localización y momento de formación. (Modificado de Mcalpin y Nelson (1996))

<b>PRIMARIOS</b>				
Nivel 1 : Génesis				
Nivel 2 : Localización				
<i>Sobre la falla</i> <span style="float: right;"><i>Fuera de la falla</i></span>				
Nivel 3 : Tiempo				
	<u>Cosísmicos</u>	<u>Postsísmicos</u>	<u>Cosísmicos</u>	<u>Postsísmicos</u>
<b>EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA</b>	(1) -Escarpes de falla -Fisuras -Estrías -Pliques -Crestas de presión -Valles colgados, obturados o decapitados.	(2) -Caracteres de (1) generados por las réplicas. -Cuñas coluvionales.	(3) -Superficies basculadas -líneas de costa elevadas -líneas de costa hundidas	(4) -Terrazas aluviales tectónicas. -Caracteres de (3) generados por réplicas -Reactivación erosiva fluvial en zonas levantadas. -Reactivación sedimentaria en zonas hundidas
<b>EXPRESIÓN ESTRATIGRÁFICA</b>	(5) -Estratos fallados -Estratos plegados -Estratos rotados	(6) -Conos de deyección. -Rellenos de fisuras. -Discordancias (horizontes pre y postevento). -Mineralizaciones por reactivación de surgencias termales.	(7) -Depósitos de tsunamis	(8) -Discordancias erosivas y depósitos inducidos por levantamiento, subsidencia y basculamiento. -Secuencias estratigráficas de sedimentación catastrófica. -Secuencias de colmatación brusca. -Cambios de direcciones de paleocorrientes. -Creación de nuevos ciclos de suelos en zonas hundidas.
<b>ABUNDANCIA DE CARACTERES NO SÍSMICOS SEMEJANTES</b>	Escasos	Escasos	Algunos	Comunes

## SECUNDARIOS

Nivel 1 : Génesis

Nivel 2 : Localización

*Sobre la falla*

*Fuera de la falla*

Nivel 3 : Tiempo

Cosísmicos

Postsísmicos

Cosísmicos

Postsísmicos

<b>EXPRESIÓN GEOMORFOLÓGICA</b>	(9) -Volcanes de arena -Deslizamientos -Caídas de bloques -Árboles afectados	(10) -Deslizamientos retardados.	(11) -Volcanes de arena -Deslizamientos. -Caídas de bloques -Fisuras. -Subsidencia por compactación -Anomalías hidrogeológicas: activación/cese de surgencias	(12) -Deslizamientos retardados
<b>EXPRESIÓN ESTRATIGRÁFICA</b>	(13) -Diques de arena -Estructuras de disturbación sinsedimentaria.	(14) -Sedimentos de lago o estuario de depósito repentino	(15) -Diques de arena. -Cráteres rellenos. -Deformación de sedimentos blandos -Nuevas surgencias de agua: materiales de precipitación -Cese de surgencias de agua: fosilización de sus productos.	(16) -Sedimentos de lago o estuario de depósito repentino. -Aumento brusco tasa de movilización de materiales (tasa de sedimentación)
<b>ABUNDANCIA DE CARACTERES NO SÍSMICOS SEMEJANTES</b>	Algunos	Muy comunes	Algunos	Muy comunes.

### 2.5.2. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Sur de Lorca.

Se han estudiado los principales afloramientos generados por los cortes naturales producidos por la erosión de las principales ramblas que cruzan este corredor (Figs. 2-12, 2-34, 2-35 y 2-36). Las deformaciones más claras se observan en los materiales de las unidades PL, P y Qp que abarcan edades del Plioceno superior al Pleistoceno superior. Estos materiales quedan preservados de la erosión en la estructura *pop down* hundida entre los dos corredores. Los depósitos más recientes de la unidad Qph (Pleistoceno superior-Holoceno) se depositaron fuera de la zona de cizalla, hacia el centro del valle del Guadalentín.

#### 2.5.2.1. Afloramiento de la Rambla del Buitre

El primero de los afloramientos estudiados constituye prácticamente una trinchera natural debida al encajamiento de la Rba. del Buitre que corta perpendicularmente la traza del CSL (punto 3 de la Fig. 2-29A). Aprovechando esta circunstancia se realizó una cuadrícula de dos metros de lado sobre la pared del corte, limpiada previamente (Fig. 2-34). Sobre el mosaico fotográfico realizado de la cuadrícula, usando ésta como referencia de medida, se interpretaron las distintas unidades cuaternarias, las rupturas y las longitudes de los distintos saltos de falla que pueden observarse. La zona de falla esta formada por varias zonas de cizalla menores afectando al sustrato margoso messiniense, pero solo una de ellas corta los depósitos aluviales cuaternarios suprayacentes. Estos depósitos están además afectados por numerosas fracturas menores con escaso movimiento y por un basculamiento hacia el Noroeste asociado al arrastre del movimiento inverso de la falla principal. En el plano de desplazamiento principal se identifican dos direcciones de estrías (Fig. 2-34), una con cabeceo de 80° y otra posterior con un cabeceo de 50°. Ambas señalan una cinemática inversa con mayor o menor componente de desgarre sinestroso.

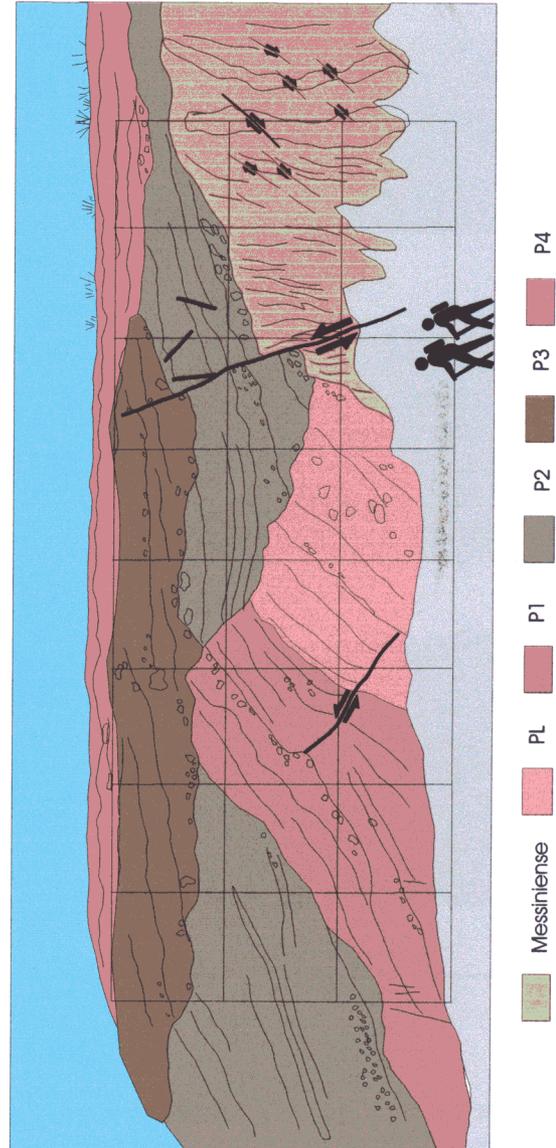
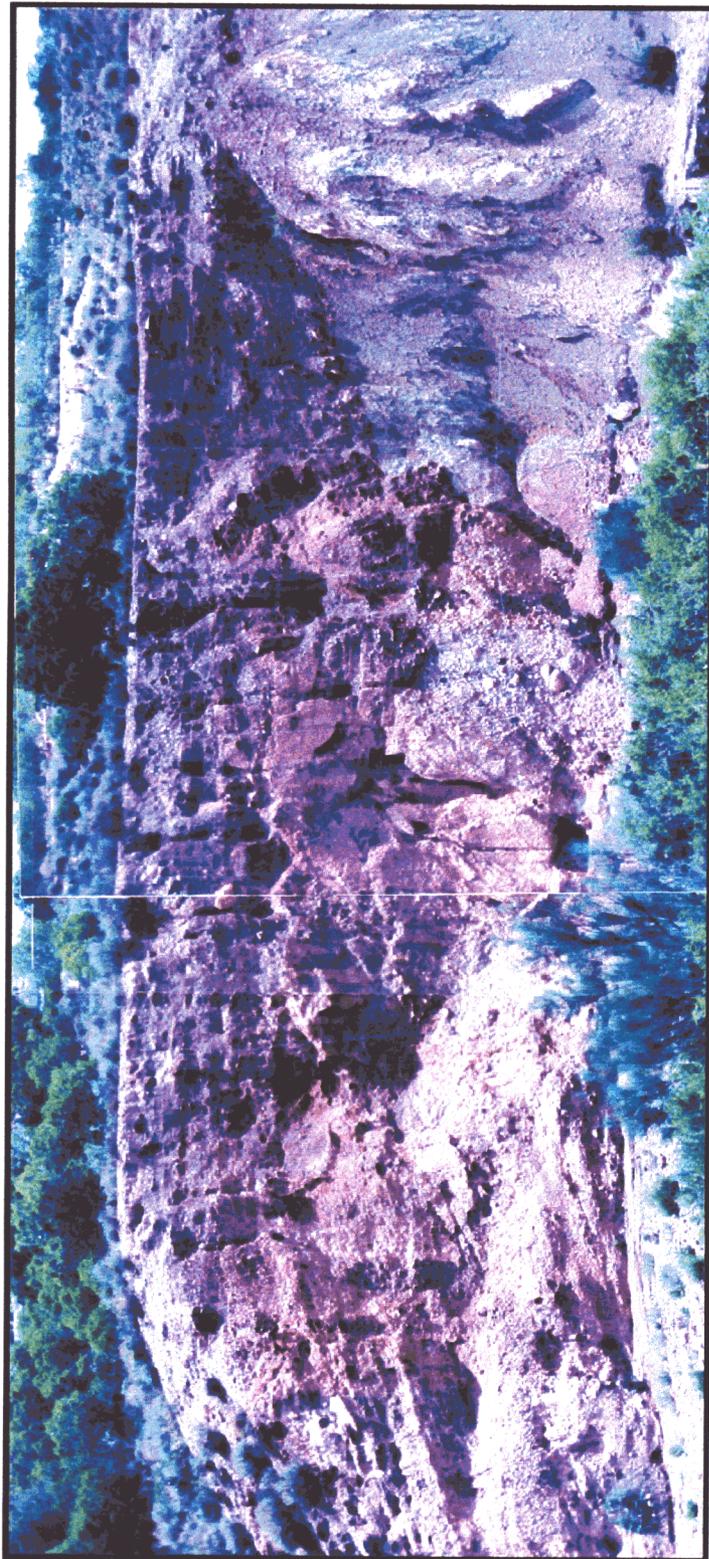
Se han identificado cinco unidades fluviales, con distinta deformación, (Fig. 2-34). El plano de desplazamiento principal está cortando a cuatro de ellas y puede medirse el salto de falla que

afecta a las bases de P<sub>2</sub> y P<sub>3</sub>. La unidad Q<sub>5</sub> ya no está afectada.

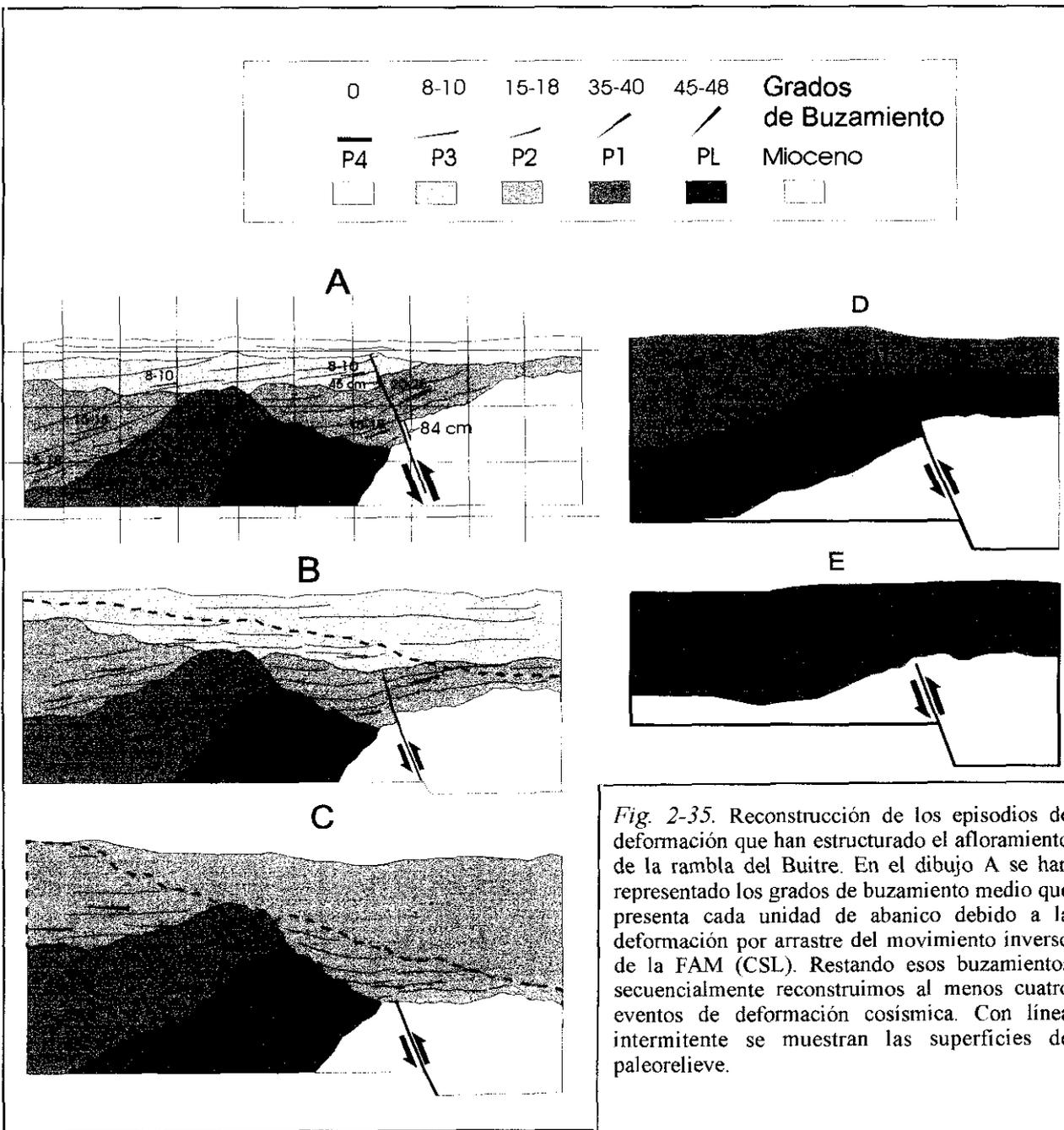
PL es resto de una antigua terraza del río Guadalentín (ver capítulo 2.4.2.2). Las unidades P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub> y P<sub>4</sub> están, compuestas por sucesiones de gravas arenas y limos rosados depositados por acumulación de abanicos aluviales. Todas ellas forman parte de la unidad P de edad Pleistoceno medio - superior. Todos estos materiales proceden de la erosión de la ST al NO del afloramiento (a la izquierda en la figura). No se llega a identificar ningún aporte procedente del bloque que se levanta al SE de la falla. Este bloque era rápidamente erosionado y quedaba cubierto por el siguiente abanico.

La interpretación realizada de esta trinchera natural (Fig. 2-35) permite identificar un salto inverso de 43 cm que afecta a P<sub>3</sub> como el último evento sísmico con ruptura superficial acaecido en esta falla. El salto que afecta a P<sub>2</sub> es de 85 cm. Si le restamos el salto en P<sub>3</sub> se queda en 42 cm, es decir, estamos ante dos eventos sísmicos de tamaño similar. Las unidades PL y P<sub>1</sub> no aparecen en contacto con el plano de falla por lo que no es posible medir el salto de falla que afecta a cada una. Para realizar una estimación indirecta, hemos tenido en cuenta que en el bloque hundido los buzamientos ocasionados por el arrastre de la falla van progresivamente en aumento a medida que las capas van acumulando deformación. P<sub>4</sub> aparece horizontal, pero a medida que descendemos en las unidades se produce una acumulación de entre 8 y 10 grados de buzamiento en cada una.

Se ha marcado sobre cada unidad fluvial el buzamiento medio que presentan los niveles de depósito originalmente horizontales en las proximidades de la falla. Si asumimos que entre las unidades P<sub>2</sub> y P<sub>3</sub> hay una diferencia de 8-10 grados y entre ellas identificamos un evento paleosísmico, podemos inferir un evento similar previo al depósito de P<sub>2</sub> y otro previo al depósito de P<sub>1</sub>. Si desrotamos la estructura a intervalos de 9° para cada paleoterremoto podemos reconstruir la estructuración previa, tal y como se aprecia en la figura citada. A partir de esa reconstrucción podemos deducir que la ocurrencia de cuatro paleoterremotos con un salto vertical en el plano de falla de aproximadamente 40 cm cada uno que explica de modo coherente la estructura que observamos en este afloramiento.



**Fig. 2-34.** Fotografía y esquema interpretativo del afloramiento de la rambla del Buitre. Se observan hasta cinco unidades de depósito cuaternario con distinto grado de deformación. La actividad de la FAM (CSL) ha cortado a todas las unidades excepto la más reciente. (Explicación en texto). Sobre el afloramiento vertical de la pared de la rambla se representa la cuadrícula realizada para la interpretación de la estructura. M: margas y yesos messinienses. PL: resto de terraza fluvial (Plioceno sup. Pleistoceno inf.); P1-4: depósitos de abanico aluvial (Pleistoceno medio-sup.). Junto al esquema interpretativo: detalle los dos tipos de estrías sobre el plano de falla.



*Fig. 2-35.* Reconstrucción de los episodios de deformación que han estructurado el afloramiento de la rambla del Buitre. En el dibujo A se han representado los grados de buzamiento medio que presenta cada unidad de abanico debido a la deformación por arrastre del movimiento inverso de la FAM (CSL). Restando esos buzamientos secuencialmente reconstruimos al menos cuatro eventos de deformación cósmica. Con línea intermitente se muestran las superficies de paleorelieve.

Podría pensarse que una variación tan escasa de grados en el buzamiento pudiera llegar a confundirse con la estructuración sinsedimentaria del depósito (paleocanales o pendiente deposicional elevada en un medio como éste). Sin embargo, tan solo a 15 m al Noroeste del plano de falla se observan los materiales de las unidades  $P_2$  a  $P_4$  completamente horizontales o con una ligera pendiente no superior a  $3^\circ$  hacia el SE. Solo se presentan variaciones en los buzamientos de los niveles deposicionales en el relleno de pequeños paleocanales. Estas

anomalías pueden identificarse y diferenciarse de la deformación asociada a la falla. De hecho, en la reconstrucción realizada se identifican buzamientos anómalos en la unidad  $P_2$  asociados al relleno de un surco en el paleorelieve que se formó sobre  $P_1$ .

Por otra parte, a una escala más regional hay que hacer notar que cuatro saltos de 40 cm (total de 160 cm) no es suficiente para explicar el levantamiento neto del bloque situado al SE de la falla durante el Pleistoceno y el Holoceno. En ese

bloque se conservan algunos cerros testigo coronados por restos de unidades correlacionables con  $P_3$  y  $P_4$  dispuestas en discordancia directamente sobre el mioceno margoso (figs. 2-17 y 2-21). Comparando la cota a la que se encuentran estos restos con la que aparecen en el corte de la rambla, se necesita un salto absoluto próximo a 15 m para reconstruir la conexión de los depósitos a un lado y otro de la falla. Ello requiere la consideración de dos hechos:

-A: Por un lado, la deformación de carácter continuo asociada a cada evento en forma de flexión de las capas. En efecto, debido a la erosión que sigue a cada activación de la falla es difícil medir el salto vertical neto asociado a la flexión, pero haciendo una extrapolación parecen superar el metro para cada evento.

-B: Por otro lado, hay que considerar la existencia de otros planos de falla activos en la zona de falla del CSL situados al Sur de la zona de desplazamiento principal. Estos planos han debido sumar sus desplazamientos a los del plano de falla analizado anteriormente. Al Sur del CSL la erosión ha desmantelado la práctica totalidad de los depósitos cuaternarios, por lo que es muy difícil demostrar la existencia de estos planos de falla activos adicionales. Sin embargo, de modo indirecto puede inferirse su existencia. El cerro testigo de cuaternario que se observa en el corte geológico de la Fig. 2-17 puede correlacionarse con la unidad  $P_4$  del corte de la Rba. del Buitre. En ese cerro el nivel de gravas aparece 13 metros por encima de la cota a la que se encuentra en el corte de la rambla.

Del análisis de este afloramiento pueden resumir las siguientes conclusiones:

- Se identifican un mínimo de cuatro eventos sísmicos con ruptura superficial y un salto mínimo por evento (sin considerar la deformación continua) de 40 cm ocurridos durante parte del Pleistoceno superior. No poseemos dataciones absolutas con las que poder deducir el intervalo de tiempo durante el cuál se produjeron.
- Se puede correlacionar el buzamiento de cada unidad sedimentaria junto al plano de falla con el número de eventos con ruptura superficial que han sufrido. La inclinación media que produce cada evento es de 8-10°.
- El desplazamiento total en la vertical durante el Pleistoceno y el Holoceno asociado al

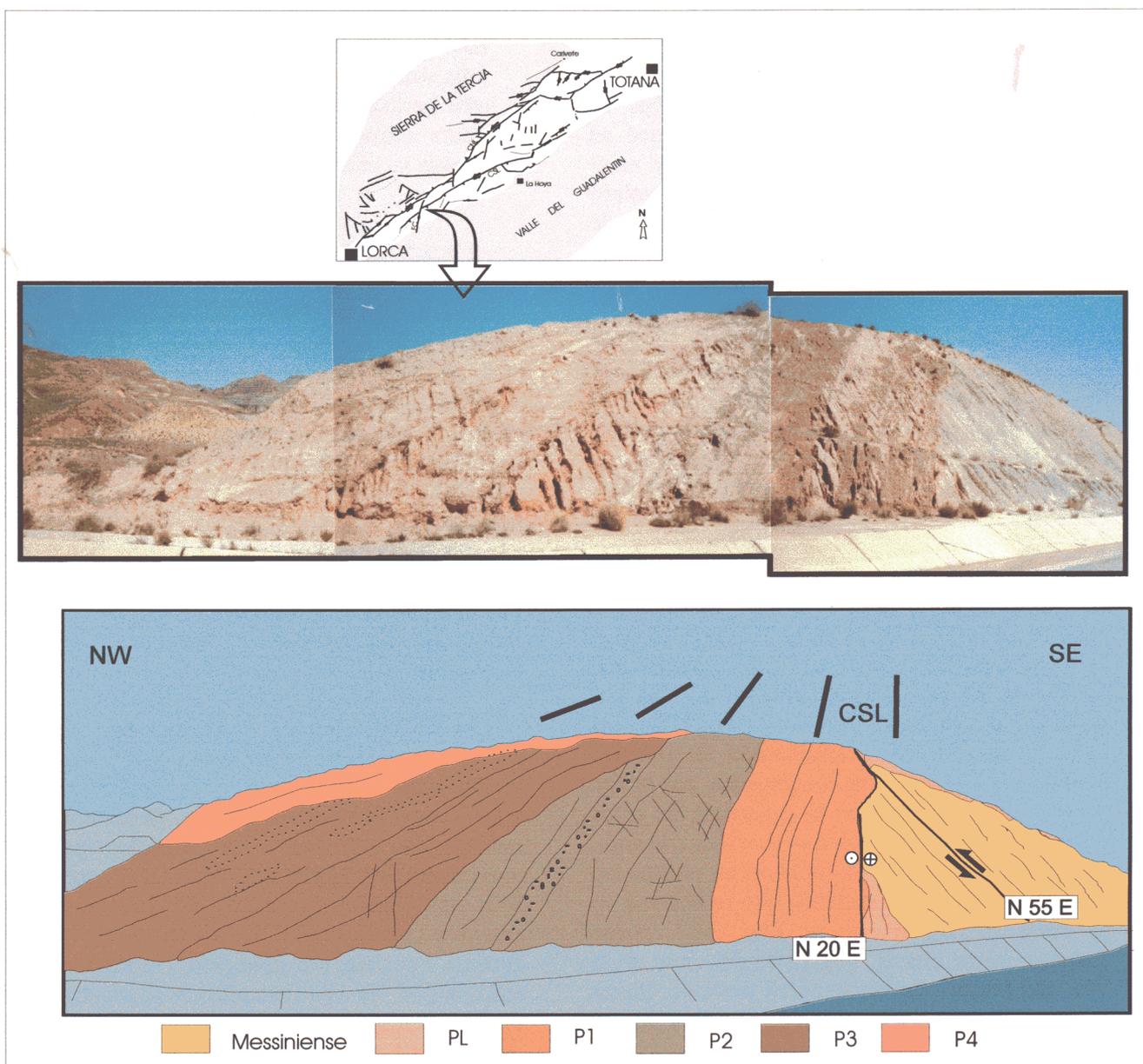
movimiento del CSL supera los diez metros. Esto requiere la existencia de otros planos de falla subordinados a principal, activos durante este período en el interior del corredor. La fuerte erosión al Sur de la ZDP del CSL impide su identificación.

### 2.5.2.2. Afloramiento del trasvase

Casi 1 Km al Oeste del afloramiento que acabamos de analizar, el trasvase Tajo-Segura corta al CSL formando un talud en el que vuelven a aflorar cinco unidades sedimentarias fluviales afectadas en distinto grado cada una por la actividad de la falla principal del corredor (Fig. 2-36). En este caso, como vemos al observar la posición de este afloramiento en el mapa 4, estamos en la zona de intersección de dos fallas activas durante el Cuaternario: el plano de falla principal del CSL y una falla N 20 de desgarre sinestroso con componente vertical ( falla de Carraclaca).

Las unidades  $PL$  a  $P_4$ , distinguidas en dicho afloramiento, son correlacionables con las identificadas en la Rba. del Buitre. En el afloramiento del trasvase el resto de terraza de la unidad  $PL$  aparece verticalizado por el movimiento inverso de la falla. Al igual que en la Rba. del Buitre presentan un basculamiento creciente con la edad. Pueden identificarse cinco eventos que han ido sumando buzamientos a cada unidad. En este caso además de identificarse un evento más, la diferencia de inclinación entre cada unidad es casi el doble, aproximadamente 20 grados. En el bloque levantado por la falla se observan restos de  $PL$  más de 15 m por encima de la cota que presentan en el bloque hundido al Norte.

A escasos metros de este afloramiento, en el corte opuesto del trasvase (Fig. 2-20), se vuelven a observar los mismos materiales, en este caso deformados por la falla de Carraclaca. En él se observa más claramente el pliegue en rodilla que genera la componente inversa del movimiento de la falla. También se observa la componente de desgarre sinestroso que aísla un lentejón de  $PL$  rodeado por margas messinienses. El salto vertical que afecta aquí a la unidad  $PL$  es de difícil cuantificación pero sin duda superior a 5 m. Además, hacia el Oeste (izquierda en la Fig. 2-20) dicha unidad va subiendo de cota progresivamente hasta situarse más de 10 m por



**Fig. 2-36. Fotografía e interpretación estructural de los abanico aluviales cuaternarios deformados por la actividad de la FAM (CSL) en el afloramiento del trasvase. La discordancia progresiva en los depósitos de abanico está generada, además de por la actividad de la FAM, por la actividad sinistrosa de la falla N 20 de Carralaca (FC). Sobre el esquema estructural se han dibujado cinco líneas, cada una de ellas con el buzamiento de cada unidad sedimentaria, que muestran claramente el progresivo aumento de buzamiento asociado a la suma de deformaciones ocasionadas por la actividad de las fallas. PL: antigua terraza del Río Guadalentín (Plioceno Sup-Pleistoceno Inf?). P1-4: abanicos aluviales Pleistoceno medio-superior ?.**

encima del trasvase.

Si consideramos correlacionable el grado de inclinación de las capas causado por el arrastre de la falla principal del CSL, con el número de eventos sufridos, y suponiendo la repetición de rupturas de magnitud semejante a las observadas en la Rba. del Buitre, este tramo del CSL habría estado sometido a un mayor número de eventos. Sin embargo, la cercanía, posición estructural,

equivalencia de los materiales afectados y geometría de deformación, parecen indicar que se trata de los mismos paleoseismos identificados en aquella rambla.

Por otra parte, el hecho de encontrarnos en la zona de intersección de dos fallas claramente activas durante el Pleistoceno, puede explicar este mayor grado de deformación. Estaríamos en una zona de solape de eventos paleosísmicos de

dos fallas activas diferentes. De hecho, en el mapa 4 se aprecia claramente que este punto puede constituir una barrera para las rupturas de ambas fallas. Los movimientos de la falla de Carralaca que afectan al Pleistoceno finalizan en el punto de intersección con el CSL y no siguen hacia el Norte. Asimismo, la actividad pleistocena del CSL no se transmite con la misma intensidad hacia el Oeste de la citada intersección.

Del análisis de este segundo afloramiento deducimos que los eventos paleosísmicos asociados al CSL, identificados en la Rba. del Buitre tienen continuidad lateral. Su continuidad lateral está condicionada por la interacción con fallas N 20 E. La zona de interacción presenta un mayor grado de deformación que puede relacionarse con un solape de movimientos y deformaciones asociados a ambas fallas.

#### 2.5.2.3. Paleosismicidad deducida en otros afloramientos del CSL

Las deformaciones descritas en los dos afloramientos pueden continuarse lateralmente a lo largo de casi todo el CSL. Al Noreste de la Rba. del Buitre la deformación de los abanicos pleistocenos de las unidades **P** y **Qp** es semejante en grado y geometría, hasta las proximidades de la Rba. del saltador (mapa 4). Más hacia el este la traza del CSL interfiere con una falla NO-SE que provoca la elevación de un bloque de mioceno, limitado por fallas, al Oeste de La Hoya.

En la parte media del corredor los abanicos de la unidad **Qp** del Pleistoceno sup. (abanicos del Saltador y de la Salud) están también deformados aunque con distinta intensidad. Estos abanicos son posteriores a los de la unidad **P<sub>4</sub>** de los afloramientos anteriormente analizados. Se puede suponer para ellos una edad Pleistoceno superior alto: post Riss y pre Würm (capítulo 2.5.2.2). No se encuentran rotos pero están afectados por una flexión cuya amplitud indica un salto vertical acumulado de la falla principal del CSL entre 1 y 8 m (ver fotografías de la Fig. 2-37).

El círculo negro sobre la traza del CSL al Oeste de la Rba. del Saltador, que se ha señalado con un 2 en la Fig. 2-29, señala el punto a partir del cual disminuye bruscamente el salto vertical hacia el este. Estaríamos en un límite de

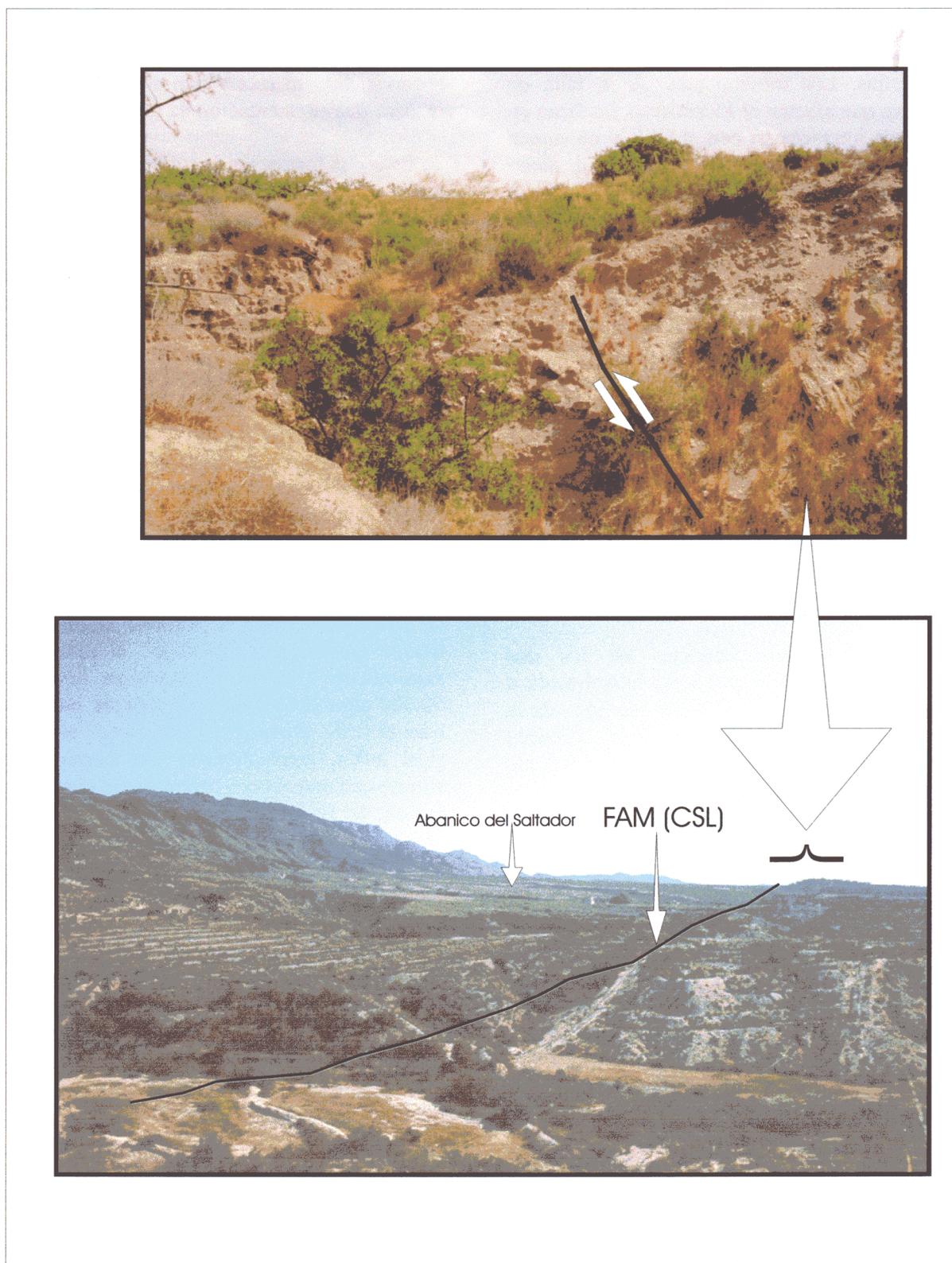
segmento. De un modo bastante brusco, el abanico del saltador pasa de estar levantado por la falla 8 m. a solo 1 m. Cambios de este tipo se observan más al este y han sido utilizados para realizar una segmentación de detalle del CSL.

Esta deformación confirma además la existencia de eventos posteriores a los identificados en la rambla del Buitre. También apoya la idea antes expresada de que no podemos hablar de un único plano de falla activo en el interior de este corredor, sino que se pueden ir activando para cada evento planos diferentes. Por ello en la Rba. del Buitre no aparecen deformadas las últimas capas de la unidad **P<sub>4</sub>**.

El relieve generado por estos saltos al Sur de la zona central del CSL está profundamente acarcavado y su erosión generó depósitos de rambla a su vez disectados por la red fluvial. La erosión de éstos generó aportes a los abanicos de la unidad **Qph** (tercera unidad deposicional) de edad Pleistoceno superior-Holoceno. Esto constriñe de manera importante el intervalo de tiempo en el que se produjo el salto vertical máximo de 8 m. Si tomamos un intervalo de 50.000 años obtenemos una tasa de movimiento para el CSL durante el Pleistoceno superior de 0.16 m/Ka, considerando un vector deslizamiento con un cabeceo semejante al observado en la Rba. del Buitre.

#### 2.5.2.4. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica asociada a la CSL

La evolución pleistocena de la dinámica tectosedimentaria en un perfil transversal, obtenida a partir de la disposición cartográfica de los materiales, así como de las estructuras de deformación de carácter local, (capítulo 2.4.4) mostraba que el CSL ha actuado de forma continuada durante el Pleistoceno controlando el límite Sureste del *pop down* que se ha ido hundiendo progresivamente durante el Cuaternario (Fig. 2-21). Cada uno de los eventos paleosísmicos observados contribuye a la progresión de este proceso. Cada episodio de levantamiento del bloque situado al Sur del CSL reactiva la erosión de los abanicos aluviales que lo cubrían, para ser posteriormente cubierto de nuevo por abanicos más modernos. Esto es una muestra la rapidez de la dinámica tectosedimentaria de esta zona y la gran influencia que la tectónica presenta en la aceleración de los procesos erosivos.



**Fig. 2-37.** En la fotografía inferior se observa una vista general del abanico del Saltador procedente de la sierra de la Tercia (izquierda en la foto). A mitad de la superficie del abanico, la FAM (CSL) deforma el abanico generando el pliegue de la fotografía superior. En el bloque levantado por la falla apenas se conservan 2 m de depósitos pleistocenos, mientras que al norte de ella la potencia supera los 15 m. En la fotografía superior puede apreciarse un detalle del plegamiento generado por la falla en los últimos depósitos del abanico del pleistoceno superior.

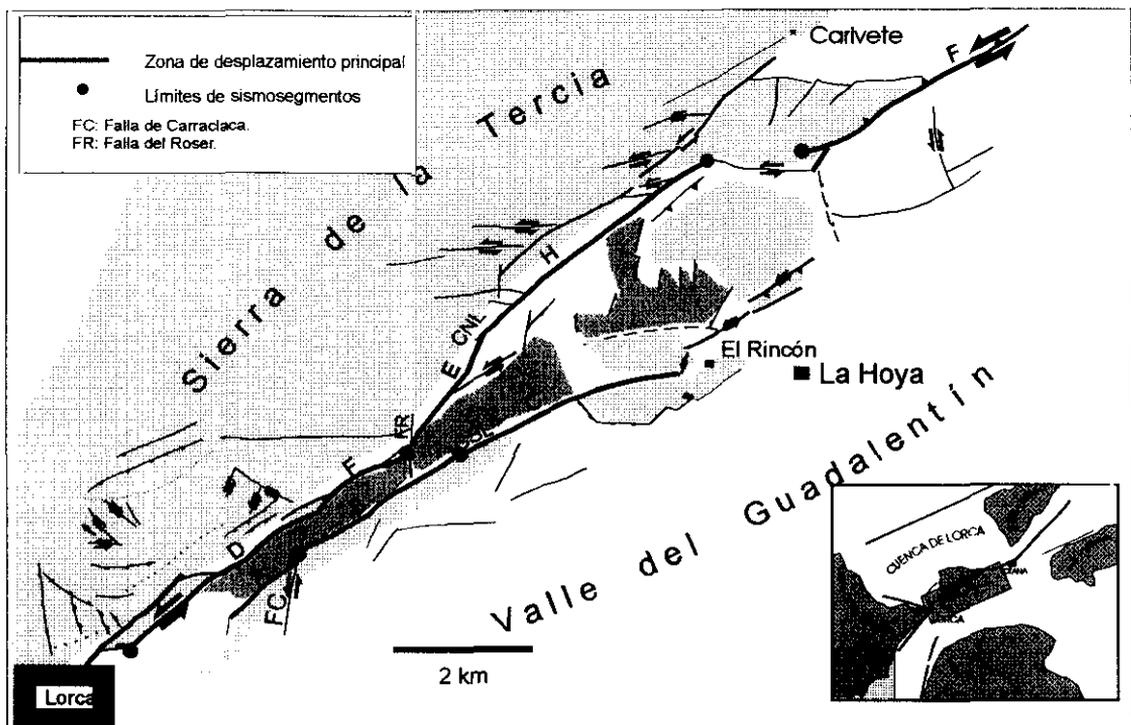
Las características paleosísmicas identificadas a lo largo del CSL nos permiten llegar a las siguientes conclusiones acerca de la caracterización de este accidente como fuente paleosismogénica:

- Se identifica un tramo de 7 Km de longitud en el CSL, en el que los abanicos aluviales pleistocenos están deformados por saltos de componente inversa. Este *segmento* se extiende desde la intersección del CSL con la falla de Carralaca (FC) al Oeste, hasta El Rincón al este (ver mapa 4). El diferente grado de deformación de los abanicos de la unidad Qp nos permite distinguir tres subsegmentos (A, B y C) (Fig. 2-38).

La zona de intersección entre el CSL y la FC correspondería con una zona límite de segmento. Las rupturas en el CSL no se propagan hacia el Oeste y la deformación pleistocena causada por la FC tampoco cruza hacia el Norte la traza del CSL. El mayor grado de verticalización que presentan en esta zona puede explicarse por el solapamiento de las deformaciones asociadas a cada falla.

- Se ha interpretado la repetición durante el Pleistoceno superior y probablemente también durante el Holoceno, de un terremoto característico con un desplazamiento mínimo por evento de 40 cm.
- La ausencia de dataciones absolutas de los depósitos pleistocenos y posiblemente holocenos deformados hace problemática la obtención de una tasa de movimiento exacta para el CSL.

Si consideramos la deformación que presentan las últimas formaciones aluviales descritas en los afloramientos de la rambla del Buitre y del trasvase de edad Pleistoceno superior (techo de la unidad P o primera fase deposicional de Silva (1994)), y el intervalo de tiempo abarcado por el depósito de las unidades P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> y P<sub>3</sub> fuese de 100.000 años (considerando una tasa de sedimentación reducida), podemos obtener una tasa de deslizamiento en la vertical de 0.15 m/Ka. Esta solo sería una componente de la tasa absoluta. Considerando una estría de 50° de cabeceo obtenemos una tasa de deslizamiento inverso-direccional mínima de 0.23 m/Ka. El resto de materiales cuaternarios está ausen-



**Fig. 2-38.** Esquema estructural del sector Lorca-Totana de la FAM, en el que se señalan los límites de segmentos menores más significativos (puntos negros) identificados en el estudio de campo de las zonas de falla de los corredores CNL y CSL. La mayoría de ellos corresponden con cambios de orientación de la zona de falla y con intersecciones de fallas secundarias.

te por erosión al Sur del CSL. Esto probablemente haga que el valor de salto considerado sea inferior al real. La tasa que se infiere de la deformación que afecta a los abanicos de la unidad Qp en la zona central del segmento se sitúa en valores semejantes: 0.16 m/Ka. Hay que recalcar que los tiempos utilizados para la obtención de estas tasas se han considerado de un modo relativo.

- Es probable la existencia de varios planos de deslizamiento paralelos en el interior de la zona de falla, activos durante el Cuaternario.
- Utilizando los movimientos deducidos anteriormente en este corredor, se puede inferir un intervalo de recurrencia promedio de eventos con ruptura superficial entre 75.000 y 25.000 años en función de que consideremos los primeros depósitos aluviales de la unidad P en la parte media o en la parte superior del Pleistoceno medio.
- Como conclusión final reiteramos que todos los valores deducidos se refieren únicamente a la zona de desplazamiento principal del CSL. La zona sometida a cizalla tiene un anchura que en ocasiones llega a decenas de metros. Es palpable la existencia de otros planos de deslizamiento paralelos y activos durante el Cuaternario. Por tanto los valores obtenidos deben tomarse siempre como una estimación a la baja de los valores reales de todo el corredor.

### 2.5.3. Paleosismicidad asociada a la actividad del Corredor Norte de Lorca.

El estudio paleosísmico del CNL resulta algo más dificultoso que el realizado en el CSL. Este corredor controla el borde Sureste de la ST de ahí que los abanicos aluviales procedentes de la erosión de la sierra no lo cubran del mismo modo que al CSL. El elevado grado de erosión hace que buena parte de su traza esté exhumada y solo se conserven depósitos cuaternarios implicados en la zona de falla en determinados sectores.

A la hora de estudiar posibles estructuras de deformación cosísmicas de edad cuaternaria se realizó una búsqueda exhaustiva en la banda de materiales neógenos y cuaternarios adosados a la traza del CNL.

Se distinguieron dos afloramientos especialmente interesantes. Uno en los alrededores del cortijo del Roser y otro en los alrededores de las antiguas termas romanas de Carraclaca. En ambos afloramientos se producen surgencias de aguas cargadas de minerales, principalmente carbonatos y sulfuros, que surgen aprovechando los planos de cizalla. Estas aguas a lo largo del Cuaternario han ido precipitando carbonato cálcico en forma de travertinos laminares y de cascada que cubren la zona de falla. En ambos afloramientos la falla principal del CNL está plegando depósitos del edad probable Pleistoceno medio. Este plegamiento parece asociado a reactivaciones puntuales (paleosísmicas) del CNL.

Unos depósitos travertínicos se encuentran implicados en la deformación producida por la falla, mientras que otros no, de modo que constituyen buenos marcadores de la edad de la actividad de la falla. Esto, unido a la susceptibilidad de datación que presenta este tipo de depósitos, nos llevó a investigar su aplicabilidad para la identificación y datación de deformaciones paleosísmicas.

En zonas, a priori, más estables que ésta ha sido ya utilizada la datación absoluta de espeleotemas y travertinos, mediante el método del Torio-Uranio, para datar posibles eventos paleosísmicos (Bini et al., 1992). Asimismo, se han realizado numerosos trabajos, aunque con aplicaciones diversas a la neotectónica, basadas en estudios geocronológicos de distintos afloramientos travertínicos en el Sur de la península Ibérica, con resultados isotópicos bastante buenos (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989; Díaz del Olmo et al., 1992; Durán et al., 1988; Durán, 1989). Todo nos ha llevado a realizar un ensayo de aplicación de estas dataciones para la cuantificación de la actividad reciente de la FAM y así poder abrir además una línea para futuras aplicaciones de esta metodología en afloramientos semejantes en la región. Para ello, y debido al escaso número de dataciones que era posible realizar, seleccionamos para el estudio el afloramiento de los baños de Carraclaca. Este estudio se presenta bajo el epígrafe: *Ensayo de utilización de dataciones de isótopos de la serie del Uranio para el estudio paleosísmico del CNL.*

Utilizando los resultados y conclusiones de este ensayo se continuará la exposición del

estudio paleosísmico del CNL con estos dos subcapítulos:

*Continuidad lateral de la deformación a lo largo del CNL. Surgencia del Cortijo del Roser*

*Naturaleza sísmica o asísmica de la deformación. Intervalos de recurrencia.*

A raíz de las conclusiones obtenidas de estos capítulos, se analizarán las implicaciones y la extrapolación que puede hacerse de los datos obtenidos de los afloramientos locales, a una escala más regional. Estas observaciones son utilizadas para la explicación de la génesis y evolución de la S<sup>a</sup> de La Tercia. Este estudio se presenta bajo el epígrafe: *Formación y crecimiento la Sierra de La Tercia asociada a la repetición de ciclos sísmicos de deformación.*

En este capítulo, por tanto, trataremos la actividad paleosísmica del CNL a dos escalas diferentes, a una escala de afloramiento y a una escala regional en función del crecimiento de estructuras de dimensiones kilométricas asociadas al movimiento de la zona de falla.

### 2.5.3.1. Ensayo de utilización de dataciones de isótopos de la serie del Uranio para el estudio paleosísmico del CNL

En las antiguas termas de Carralaca (Fig. 2-17) aparecen travertinos intensamente deformados. Los travertinos aparecen recubriendo a modo de cascadas materiales tortonienses y cuaternarios, y aun hoy en día se aprecia el proceso de precipitación química (Fig. 2-39). Sobre varias muestras de estos travertinos se ha ensayado la datación por medio del método Torio-Uranio.

En el capítulo 1.7.2.1 se explicó la base teórica en que se fundamenta este tipo de datación y su aplicabilidad a esta zona. A continuación discutimos la validez del mismo y el proceso de aplicación seguido.

#### **-A: Discusión sobre la validez de las edades obtenidas por este método**

Para que las edades obtenidas a través de las ecuaciones que controlan este proceso (descritas en el capítulo 1.7.2.1) sean válidas, la cantidad de Th<sup>230</sup> (que es el reloj propiamente dicho) debe

ser inicialmente nula. Hay procesos que incorporan Th del exterior ya sea después de la precipitación del CO<sub>3</sub>Ca o bien inicialmente. Estos procesos tienden a falsear la edad aumentándola. El Th externo puede tener distintas procedencias:

-1: Th producido por el U<sup>234</sup> de la roca encajante o de las rocas de cobertera. El Th sale de su matriz, se fija en un coloide y desciende. En el caso de travertinos el problema de las rocas de cobertera es mucho menor.

-2: Th<sup>230</sup> de las partículas arcillosas que se forman como producto de la desintegración del U<sup>234</sup> contenido en las arcillas. Las impurezas que transportan el Th<sup>230</sup> además contienen Th<sup>232</sup> (llamado Th detrítico) que es la cabeza de otra familia radiactiva. De este modo, se utiliza la relación (Th<sup>230</sup>/Th<sup>232</sup>) como índice de la pureza isotópica de la muestra. Se consideran aceptables valores superiores a 20 (Quinif, 1989). Ya adelantamos que los valores de las muestras utilizadas oscilan entre 41.2 y 197.

### **Apertura del sistema geoquímico**

El hecho de encontrarnos en un ambiente subaéreo no significa, como muchas veces se sobreentiende erróneamente, que estemos en un sistema geoquímico abierto a la escala de una muestra. En este sentido, a la hora de valorar la validez de los resultados hay que hacer notar lo que se entiende por sistema geoquímicamente cerrado.

Una vez que se forma el cristal de carbonato cálcico es necesario que no entren ni salgan isótopos. Si entra Th<sup>230</sup> la edad final será mayor que la real. Si entra U<sup>234</sup> se producirá un rejuvenecimiento de la muestra. El U<sup>234</sup> puede salir por disolución. En el caso de los espeleotemas por inundación de las galerías por aguas corrosivas. En el caso de los travertinos, por crecidas de cauces subaéreos que cubran los cuerpos travertínicos. El desplazamiento de isótopos está condicionado por las propiedades químicas del agua circulante y por la naturaleza del carbonato (porosidad y permeabilidad). Las muestras más adecuadas serán aquellas con muy baja permeabilidad.

La entrada o salida del Th es bastante más difícil debido a su gran insolubilidad. La calcita



**Fig. 2-39. Fotografía del entorno de los baños de Carralaca. Se observan los travertinos en cascada derramando en varios niveles escalonados en la pared de encajamiento de la rambla del Pintado. A la derecha se observa el pliegue en rodilla formado por la actividad de la FAM.**

debería ser muy porosa para poder captar el Th incluido en las partículas arcillosas en forma de coloide.

Otro proceso que interfiere en las propiedades intrínsecas de la calcita es la recristalización. Sin embargo, este proceso implica una movilidad de los elementos a una escala menor que la de la propia muestra, por lo que el sistema, a efectos de la datación de la muestra permanece cerrado.

Por último, cabría citar las modificaciones que pueden producirse durante el proceso de cuantificación de los elementos en el laboratorio (Quinif, 1989).

En el caso de los depósitos travertínicos, que son los que nos interesan, desde el momento en que precipita el  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , si no se produce disolución y recristalización en el interior de la capa y si esta, por los motivos que sea (ya sean climáticos o tectónicos), queda por encima del nivel de circulación de los fluidos mineralizantes, podemos considerar que el sistema queda cerrado.

Un estudio petrológico y morfológico al microscopio nos permite diferenciar posibles disoluciones, zonas recristalizadas de las de

precipitación primaria, así como la identificación de impurezas que podrían aportar Th ó U indeseables para la datación. Esto lo podemos realizar mediante la identificación de anillos de indeseables para la datación. Esto lo podemos realizar mediante la identificación de anillos de óxido-reducción, modificaciones de la textura cristalina, zonas decoloradas...etc.

A modo de resumen, a la hora de muestrear una zona travertínica deberemos analizar los siguientes aspectos:

- 1: Situación de la muestra. Los travertinos elevados pueden estar más fácilmente a salvo de inundaciones ocasionales o crecidas que los disuelvan y se lleven el  $\text{U}^{234}$ .
- 2: Análisis morfológico. Las muestras no deben presentar anillos de óxido-reducción, cambios texturales u otros aspectos que puedan indicar fenómenos de disolución.
- 3: Cuanto menos porosa y permeable sea la muestra, menor riesgo de contaminación.
- 4: La edad final obtenida de la muestra será una media de las edades de todos los microestratos de precipitación incluidos en la misma.
- 5: Las muestras deben ser lo más puras posibles, evitando la presencia de impurezas, inclusiones o fragmentos de roca encajante.

### -B: Toma de muestras y criterios de selección

Los depósitos travertínicos se encuentran solapando la zona de falla de Alhama de Murcia (Fig 2-17). El hecho de que existan varias fallas paralelas a lo ancho del corredor facilita la existencia de distintos puntos de surgencia de aguas mineralizadas. La topografía de la zona favorece el derrame en forma de capa por encima de planos de falla situados ladera abajo. Algunas de estas fallas están rompiendo los niveles travertínicos y los depósitos del abanico aluvial encostrado de modo que coladas travertínicas fosilizan la deformación (ver fotografías de la Fig. 2-40).

El punto más interesante del afloramiento se sitúa donde un resto de abanico encostrado de edad probable Pleistoceno medio está deformado en forma de pliegue en rodilla generado por el movimiento de componente inversa del CNL (Fig. 2-41). En el interior y en el techo del flanco verticalizado existen venas travertínicas que presentan texturas y estructuras de precipitación.

Estas estructuras muestran que la precipitación se produjo cuando la capa conglomerática estaba más o menos horizontal. Otras venas o capas travertínicas se solapan a las capas basculadas por el plegamiento. Datando ambos tipos de muestra podemos acercarnos a la edad de formación del pliegue y obtener una tasa de movimiento.

Una vez seleccionadas las venas y cuerpos travertínicos que aportan información tectónica interesante se tomaron muestras de la parte superior de cada núcleo travertínico en aquellos cuerpos formados por superposición de capas de carbonato. En las venas se procuraron tomar las muestras de la parte central de las mismas para evitar posibles inclusiones de roca encajante. En todos los casos se tomaron las muestras de las zonas más altas y alejadas de los posibles cauces ocasionales de circulación de aguas superficiales. Con ello se disminuye la posibilidad de pérdida de  $U^{234}$  por disolución. En este sentido, la gran aridez de la zona favorece la escasa circulación de agua.

En esta primera toma de muestras se recogieron 25 fragmentos. 10 incluidos en el flanco verticalizado y 15 solapando la deformación. A continuación se llevó a cabo un estudio petrológico al microscopio para cada muestra. De este estudio se seleccionaron únicamente aquellas muestras que presentaban muy baja permeabilidad y estaban libres de cualquier indicio de erosión, disolución y recristalización. Evitando así, en la medida de lo posible, la presencia en la muestra de Th procedente de inclusiones de impurezas insolubles. En otras palabras, se eligieron aquellos cuerpos travertínicos que daban más garantías de haberse encontrado en un sistema geoquímico cerrado desde el momento de su precipitación.

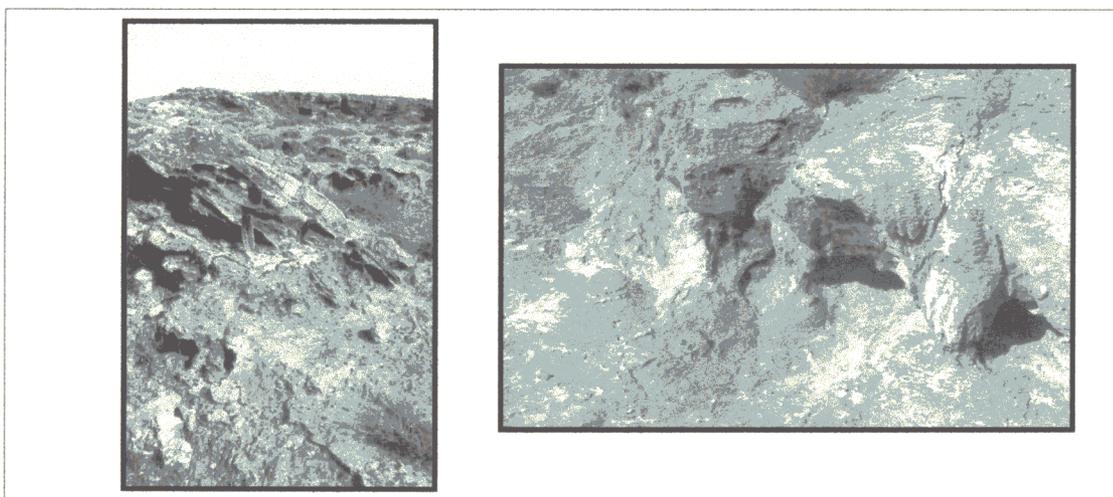


Fig. 2-40. Ejemplos de deformaciones del abanico encostrado de Carralaca, solapadas por derrames travertínicos del Pleistoceno sup. u Holoceno. En la fotografía de la izquierda se observa un afloramiento del abanico encostrado basculado hacia el norte a causa de la actividad de la falla. Dicha deformación está solapada por derrames travertínicos. En la fotografía de la derecha se muestra un detalle de una capa de travertino fracturada y formando un escalón que está siendo solapado por derrames travertínicos de morfología estalagmítica.

**Tabla III**  
**Resultados de la datación**

MUESTRA	[U] <sub>ppm</sub>	<sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U	<sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U	<sup>230</sup> Th/ <sup>232</sup> Th	[ <sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U] <sub>t=0</sub>	EDAD (en ka)
CARR1	5,120(±0,034)	1,837(±0,009)	1,074(±0,023)	197(±27)	2,967	304,7[+28,8/-23,7]
CARR2	2,014(±0,020)	2,547(±0,017)	0,217(±0,004)	70,7(±6)	2,663	25,9[±0,5]
CARR3	3,640(±0,044)	2,349(±0,015)	0,219(±0,004)	41,2(±2)	2,452	26,2[+0,4/-0,5]
CARR4	3,651(±0,043)	1,704(±0,010)	0,919(±0,012)	76,1(±1)	2,227	198,0[+6,7/-6,4]

- $[U]_{ppm}$  : Contenido de Uranio en partes por millón (mgr por kgr de muestra).
- $\frac{{}^{234}U}{{}^{238}U}$  : Esta relación interviene en el cálculo de edad ya que, a pesar de que ambos isótopos tengan las mismas propiedades químicas, generalmente tienen una relación isotópica distinta a uno en las aguas superficiales y también debe ser distinta de uno en los travertinos.
- $\frac{{}^{230}Th}{{}^{234}U}$  : La relación entre estos isótopos constituye el reloj isotópico propiamente dicho.
- $\frac{{}^{230}Th}{{}^{232}Th}$  : Esta relación isotópica se utiliza para estimar la fiabilidad de la edad obtenida. El  ${}^{232}Th$  no es de la familia radiactiva del Uranio. Es de una familia autónoma. La presencia de  ${}^{232}Th$  en la muestra es un índice del  ${}^{230}Th$  que podría proceder de procedencia distinta a la de su "padre" directo, el  ${}^{234}U$ . Para que una edad sea fiable este valor debe ser superior a 20 (Quinif, 1989). En ese caso, existen pocas probabilidades de que la edad obtenida sea mayor que la real a causa de la existencia de  ${}^{230}Th$  extraño.
- $[\frac{{}^{234}U}{{}^{238}U}]_{t=0}$  : La relación en el momento inicial de estos isótopos se calcula sobre todo por su interés a la hora de estudiar la geoquímica de la roca.
- Los errores entre paréntesis proceden de la naturaleza estadística de las medidas. Se leen de la siguiente manera. 26,2[+0,4/-0,5], significa que hay una probabilidad del 67% de que el valor se sitúe entre 26.6 y 25.7.

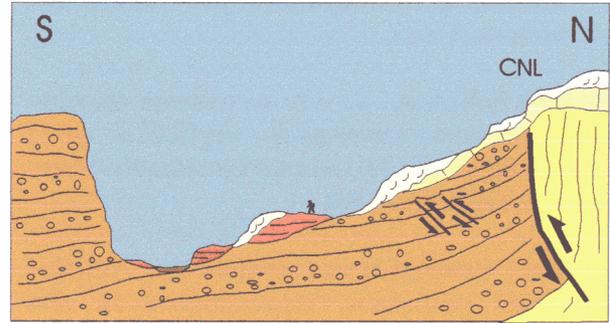


**Fig. 2-41.** Pliegue en rodilla afectando al abanico encostrado de Carralaca (Pleistoceno med.) generado por la componente inversa de la actividad de la FAM (CNL).

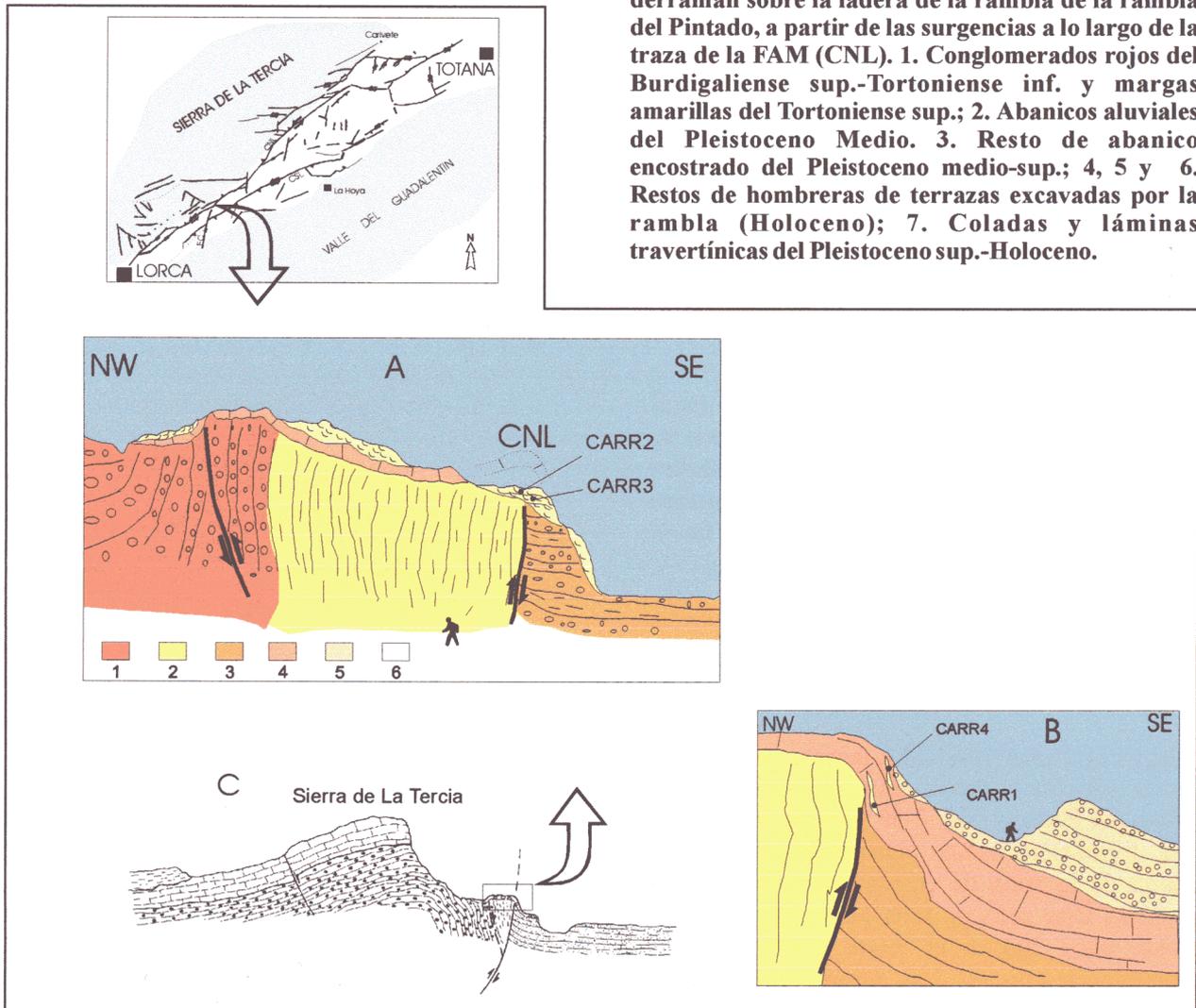
En total se seleccionaron 12 muestras favorables. Debido a que únicamente era posible la datación de cuatro muestras elegimos dos deformadas y dos sin deformar de manera que cada pareja presentase una relación estratigráfica mutua clara, con el objeto de incluir un factor más de testificación de la validez de los resultados. Ver localización en las Figs. 2-17, 2-42 y 2-43)

**-C: Resultados obtenidos**

Los análisis previos y dataciones se llevaron a cabo en el CERAK (Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst) de Bélgica. En la Tabla III se presentan los resultados obtenidos.



**Fig. 2-43.** Corte geológico esquemático de la estructura escalonada de los travertinos que derraman sobre la ladera de la rambla del Pintado, a partir de las surgencias a lo largo de la traza de la FAM (CNL). 1. Conglomerados rojos del Burdigaliense sup.-Tortonense inf. y margas amarillas del Tortonense sup.; 2. Abanicos aluviales del Pleistoceno Medio. 3. Resto de abanico encostrado del Pleistoceno medio-sup.; 4, 5 y 6. Restos de hombreras de terrazas excavadas por la rambla (Holoceno); 7. Coladas y láminas travertínicas del Pleistoceno sup.-Holoceno.



**Fig. 2-42.** Esquema estructural del afloramiento de Carraclaca con la posición donde se recogieron las muestras de travertinos datadas. Las muestras 1 y 2 predatan la actividad de la FAM mientras que las muestras 2 y 3 la postdatan. 1. Conglomerados rojos del Burdigaliense sup.-Tortonense inf.; 2. Margas amarillas del Tortonense sup.; 3. Depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno inf.-med.; 4. Resto de abanico encostrado del Pleistoceno medio; 5. Restos de abanico aluvial y depósitos de pie de escarpe del Pleistoceno sup.; 6. Coladas y láminas travertínicas del Pleistoceno sup.-Holoceno. CARR1-4: muestras recogidas.

**-D: Resumen y conclusiones del ensayo de utilización de datación por medio del método Th-U.**

De la aplicación de este método de datación sobre materiales travertínicos implicados en la zona de falla del CNL se pueden resumir cuatro conclusiones principales:

-1: Las características geoquímicas de los travertinos analizados, especialmente su alto valor en contenido de uranio y la muy alta relación  $\text{Th}^{230}/\text{Th}^{232}$ , los hacen muy adecuados para su datación.

-2. La adecuada toma de muestras y selección, a partir de un estudio petrológico, microscópico y morfológico, favorece la elección de muestras procedentes de un sistema geoquímico cerrado.

-3. La datación de las muestras aporta edades que pueden utilizarse para el cálculo de un valor absoluto de tasa de movimiento que si bien resulta puntual por el reducido número de muestras datadas, es un valor de referencia valioso a la hora de interpretar y correlacionar otros valores de tasa de movimiento obtenidos por métodos indirectos (estratigráficos, geomorfológicos...etc.).

-4. Los resultados obtenidos apoyan el uso en el futuro de este tipo de dataciones, con fines a su aplicación en estudios paleosísmicos. En nuestra opinión resulta adecuado para zonas con elevados períodos de recurrencia como es el caso de la zona estudiada.

**-E: Implicaciones neotectónicas y paleosísmicas.**

Los travertinos estudiados derraman en cuatro niveles principales aterrazados hacia el cauce de la Rba. del Pintado (Fig. 2-39 y 2-43). El pliegue cuya formación hemos datado se sitúa justo encima de la zona de desplazamiento principal del CNL. Esta zona de falla junto con otra falla situada unos 200 m al Norte configuran una estructura en *pop up*. Las surgencias de aguas mineralizantes más importantes se sitúan sobre las trazas de estas fallas.

En las fotografías de las figuras 2-40 y 2-41 se observan distintas deformaciones (pliegues, fallas y grietas) afectando al abanico encostrado.

Muchas de ellas están fosilizadas por niveles travertínicos. Estas deformaciones y su fosilización brusca señalan el carácter repentino de su formación.

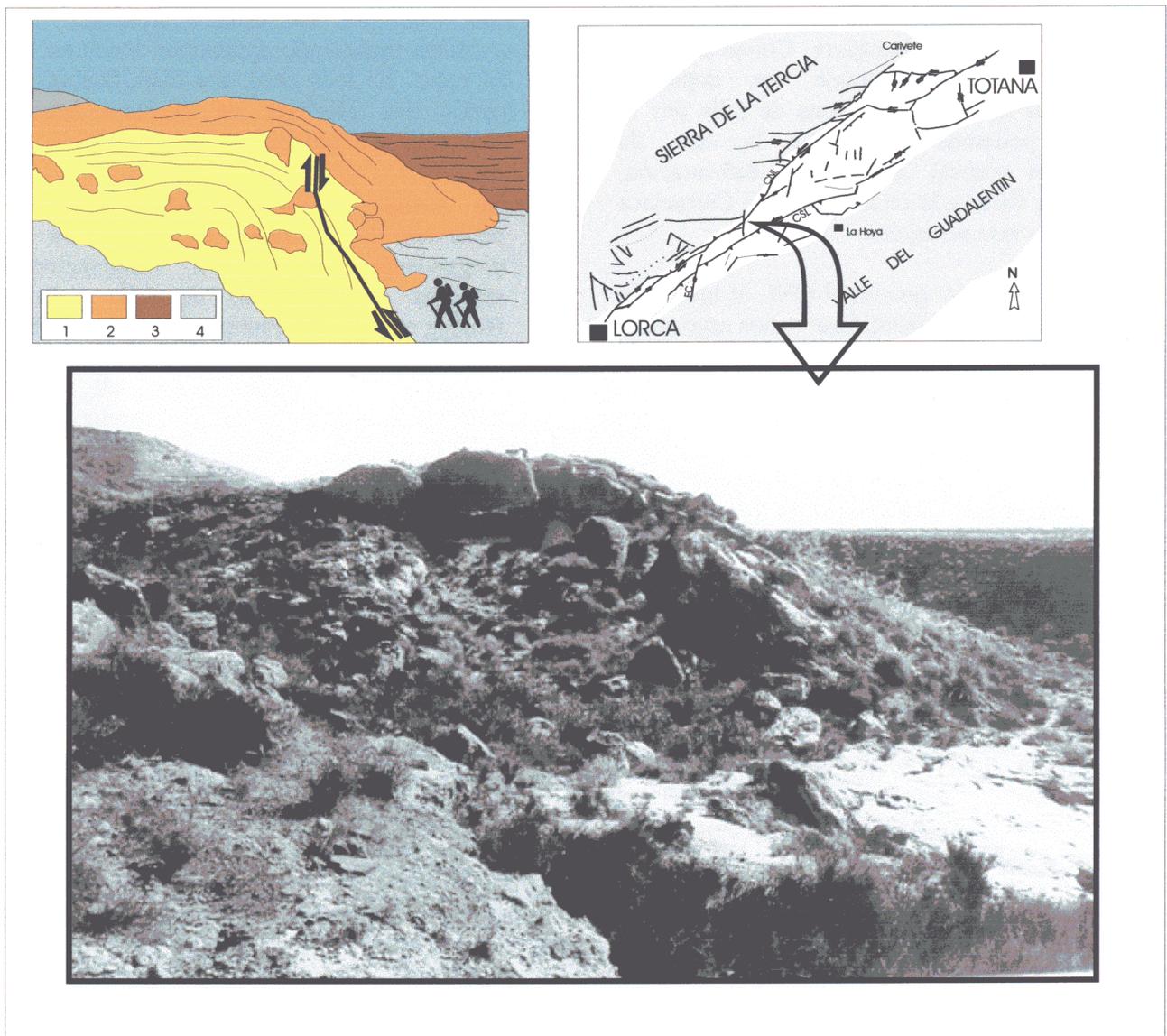
En la Fig. 2-42 se muestra un esquema estructural del pliegue en dos sectores muy próximos entre sí. Sobre él se han señalado las posiciones en relación con la estructura de las muestras datadas. Dos de ellas postdatan y las otras dos predatan la estructura. Tomando el salto vertical en el pliegue (15 m) y el intervalo de tiempo entre la muestra más reciente no deformada (carr4) y la más antigua sin deformar (carr3), se obtiene una tasa de movimiento vertical de 0.08m/Ka. El intervalo de tiempo considerado es mayor al tiempo real de formación por lo que ese valor es una subestimación de la tasa real.

### 2.5.3.2. Continuidad lateral de la deformación paleosísmica del CNL. Surgencia del Cortijo del Roser

#### -A: Hacia el Este

Dos kilómetros al Este de los baños de Carralaca existe otra surgencia de aguas mineralizantes junto al cortijo del Roser (mapa 4) situada sobre la zona de falla del CNL. En este punto se observa una deformación de los abanicos aluviales del Pleistoceno medio casi idéntica a la de la zona de Carralaca. El salto inverso del CNL genera también un pliegue de

arrastre en rodilla. La magnitud del salto es algo inferior, aproximadamente 7 m (Fig. 2-44). Al fondo de la fotografía se observa la superficie de equilibrio del abanico del Saltador de edad Pleistoceno superior alto situado al Este del afloramiento. Este abanico cubre el pliegue (que se observa en primer término) y no presenta deformación en este punto. Estamos por tanto en el límite de un segmento del CNL que ha sufrido varias reactivaciones a lo largo del Pleistoceno medio y parte del Pleistoceno superior. A lo largo de la traza del CNL situada entre ambas surgencias se observa una deformación semejante en los depósitos pleistocenos. Desde el Cortijo del Roser hacia el Este, la deformación pleistoceno-



**Fig. 2-44.** Detalle de abanico aluvial encostrado del Pleistoceno medio, deformado por la FAM (CSL) en las cercanías del cortijo del Roser. Esta deformación representa la continuidad lateral de la observada en los baños de Carralaca. 1. Margas amarillas del Tortonense sup.; 2. Resto de abanico encostrado del Pleistoceno medio; 3. Depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno Med-Sup.; 4. Travertinos y derrubios del Pleistoceno sup.-Holoceno.

na se produce a lo largo de un segmento del CNL de dirección más nortada (ver mapa 4) de forma que el abanico del Saltador esta afectado por movimientos recientes en su zona de cabecera. Más al Este del abanico del Saltador, la ausencia de depósitos pleistocenos adosados a la falla hace muy difícil la identificación de la actividad reciente.

### **-B: Hacia el Oeste**

Desde los baños de Carralaca hacia el Oeste la zona de desplazamiento principal del CNL se concentra en un único plano de falla que deforma las sucesión de abanicos aluviales de la unidad P basculándolos y generando una discordancia progresiva en su seno semejante a la descrita en el CSL. Esta deformación se sigue hasta el borde Sur del Dúplex de Desgarre Compresivo de Matalauva. En este tramo los depósitos pleistocenos no solapan la zona de falla por lo que no podemos determinar la tasa de movimiento vertical. El tipo de deformación, similar a la observada en los baños de Carralaca denotan una tasa semejante.

Podemos inferir que en el CNL al igual que en el CSL se pueden identificar varios segmentos menores de dimensiones kilométricas, activos durante el Pleistoceno medio y superior (Fig. 2-38). La actividad paleosísmica en estos segmentos parece haberse relevado tanto espacial como temporalmente durante este período de tiempo. La realización de suficientes dataciones en los afloramientos adecuados permitiría cuantificar estas variaciones de actividad tanto en el espacio como en el tiempo.

#### 2.5.3.3. Discusión sobre de la naturaleza sísmica o asísmica de estas deformaciones.

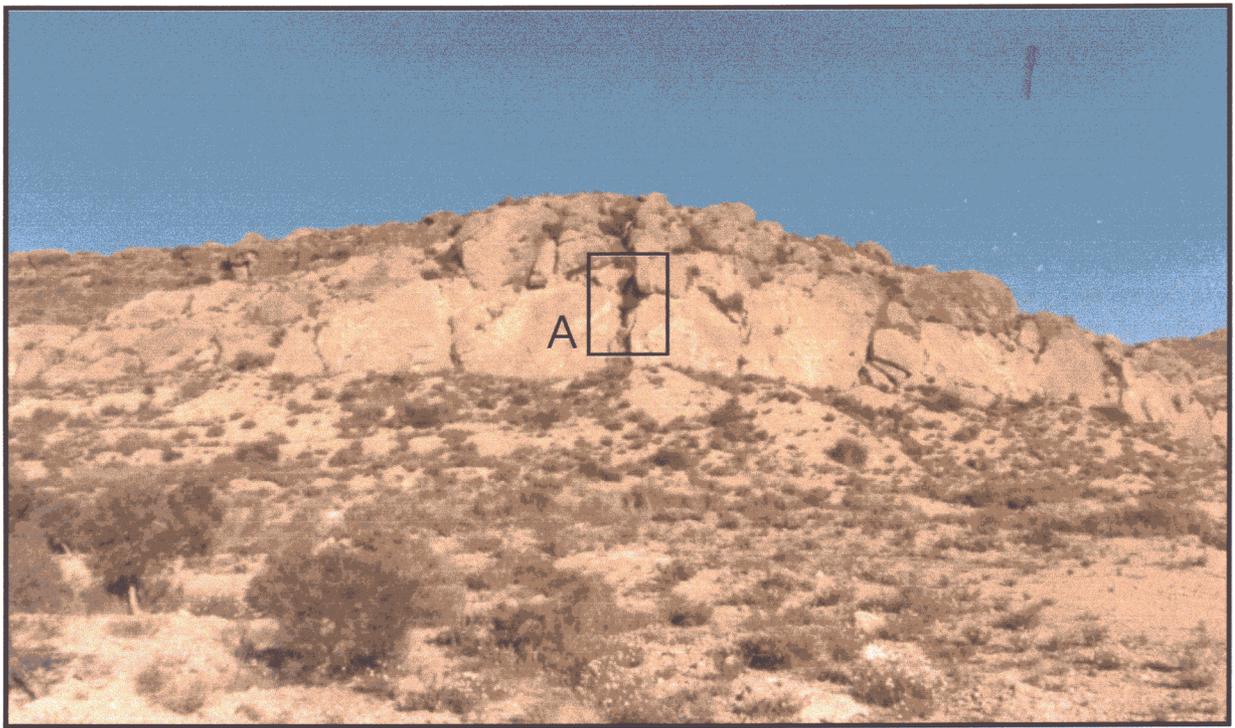
En cuanto a la naturaleza sísmica o asísmica de la formación de las estructuras que pliegan los abanicos pleistocenos descritos, hay varias características que en nuestra opinión apoyan un origen asociado con la acumulación de deformaciones cosísmicas en el tiempo.

- A pesar de la geometría de plegamiento que se aprecia en alguno de los afloramientos, la estructura está en realidad formada por bloques de conglomerado cementado y fracturado con movimientos relativos que dan lugar a la morfología de un pliegue. Se

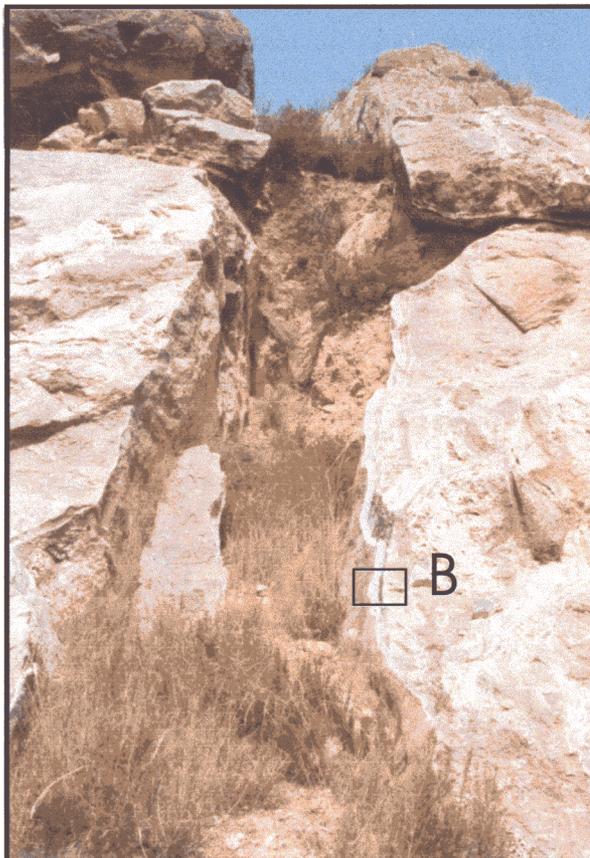
observan las grietas tensionales que se forman en el bloque levantado a medida que la falla se mueve (Fig. 2-45). Muchas de estas grietas están rellenas de calcita en varios ciclos de apertura rápida que pueden correlacionarse con eventos puntuales de levantamiento. Algunas de ellas incluso presentan aperturas recientes sin relleno alguno o con relleno edáfico. Esta ausencia de relleno calcítico se produce cuando la grieta queda por encima del nivel de circulación de los fluidos mineralizantes. Además, algunas de estas venas de relleno termal están rotas por fallas menores paralelas a la falla principal. Es tentador correlacionar el número de reactivaciones de las venas calcíticas con el número de posibles eventos paleosísmicos. Ello requeriría un estudio detallado del problema incluyendo dataciones absolutas de las venas. En todo caso, son identificables al menos tres procesos de apertura brusca (sísmicas) en el bloque levantado.

- En varios ejemplos recientes se han observado la formación de estructuras de plegamiento asociadas a reactivaciones sísmicas de segmentos de falla activos (Ruegg et al., 1982; Philip y Meghrauri 1983; Keller et al., 1987; Rockwell et al., 1988; Cisternas et al., 1989; Ringenbach et al., 1992; Bullard y Lettis, 1993... entre otros).
- Por otra parte, al pie del flanco verticalizado se conserva el resto de un coluvión adosado al escarpe de falla (Fig. 2-42) que conserva aunque ya bastante erosionado indicios de estar afectado por la actividad de la falla. Quedan restos del mismo colgado en el flanco verticalizado por encima de la cota que presentan a pocos metros del plano de falla.

No puede descartarse la existencia de una deformación asísmica (creep) que pueda generar estructuras similares. Sin embargo, la naturaleza de la deformación que se observa en este corredor desde el Mioceno superior hasta la actualidad, claramente frágil, así como la sísmicidad histórica, instrumental y los indicios de actividad sísmica prehistórica identificada en zonas de falla muy próximas (CSL), nos hace pensar que es mayor la probabilidad de que esta estructura esté asociada a la acumulación de deformaciones cosísmicas en un segmento del CNL.



A



B



**Fig. 2-45.** En la parte superior, vista frontal del flanco subvertical del pliegue en rodilla de Carraclaca. En la parte inferior, detalle de las grietas abiertas en ese flanco rellenas de calcita en varios ciclos de apertura..

2.5.3.4. Formación y elevación de Sierra de La Tercia asociada a la actividad paleosísmica del CNL.

El estudio del plegamiento de escala métrica que afecta a los abanicos pleistocenos nos indujo a considerar la independencia de la escala que suele observarse en deformaciones de este tipo. Y por ello, el mecanismo de formación del pliegue en rodilla de Carraclaca puede ser indicativo sobre el mecanismo de formación del pliegue de escala regional que estructura la ST (mapa 3).

Las características estructurales y localización de la deformación e escala decamétrica asociada al CNL, analizadas en los apartados anteriores, nos ha llevado a considerar que ambas estructuras son equivalentes tanto desde un punto de vista cinemático como dinámico (Fig. 2-42). La S<sup>a</sup> de La Tercia (ST) se encuentra estructurada por un gran pliegue de arrastre, con su eje horizontal y paralelo a la FAM. Presenta su flanco SE verticalizado por la actividad del CNL y su flanco Noroeste buzando suavemente hasta "sumergirse" en el interior de la cuenca de Lorca (mapa 3). Está afectando al basamento Alpujárride y Maláguide así como a los depósitos neógenos serravalienses, tortonienses y messinienses. La naturaleza frágil de las calcarenitas hacen que se fracturen a medida que se va levantando la sierra. En el mapa 3 se observa la elevada densidad de fracturación normal que afecta a estas calcarenitas. Dichas fracturas controlan un paleorelieve relleno por las margas suprayacentes.

En el capítulo (2.4.2.1) dedicado a la evolución tectosedimentaria de la cuenca de Lorca ya se describía que existen indicios sedimentarios indicativos de que la antifirma de la ST empezó a emerger durante el Messiniense de modo que ya a finales de éste aisló el drenaje de la cuenca que pasó a ser endorreica. Esta evolución está directamente asociada a los movimientos diferenciales en la vertical durante el neógeno de tres dominios que darían lugar tres unidades morfoestructurales actuales: S<sup>a</sup> de La Tercia, cuenca de Lorca y depresión del Guadalentín. Desde el Mioceno superior se ha producido de forma más o menos continuada un levantamiento y hundimiento relativos de la cuenca de Lorca y la depresión del Guadalentín respectivamente. Coexistiendo con este proceso

se inicia la formación y crecimiento de la antifirma que estructura la ST.

La continuidad de este proceso de movimiento diferencial en la vertical entre ambas unidades durante el Pliocuaternario se pone de manifiesto a través de la potente sedimentación de materiales de dicha edad que se produce en la depresión del Guadalentín, procedente de la erosión de la ST.

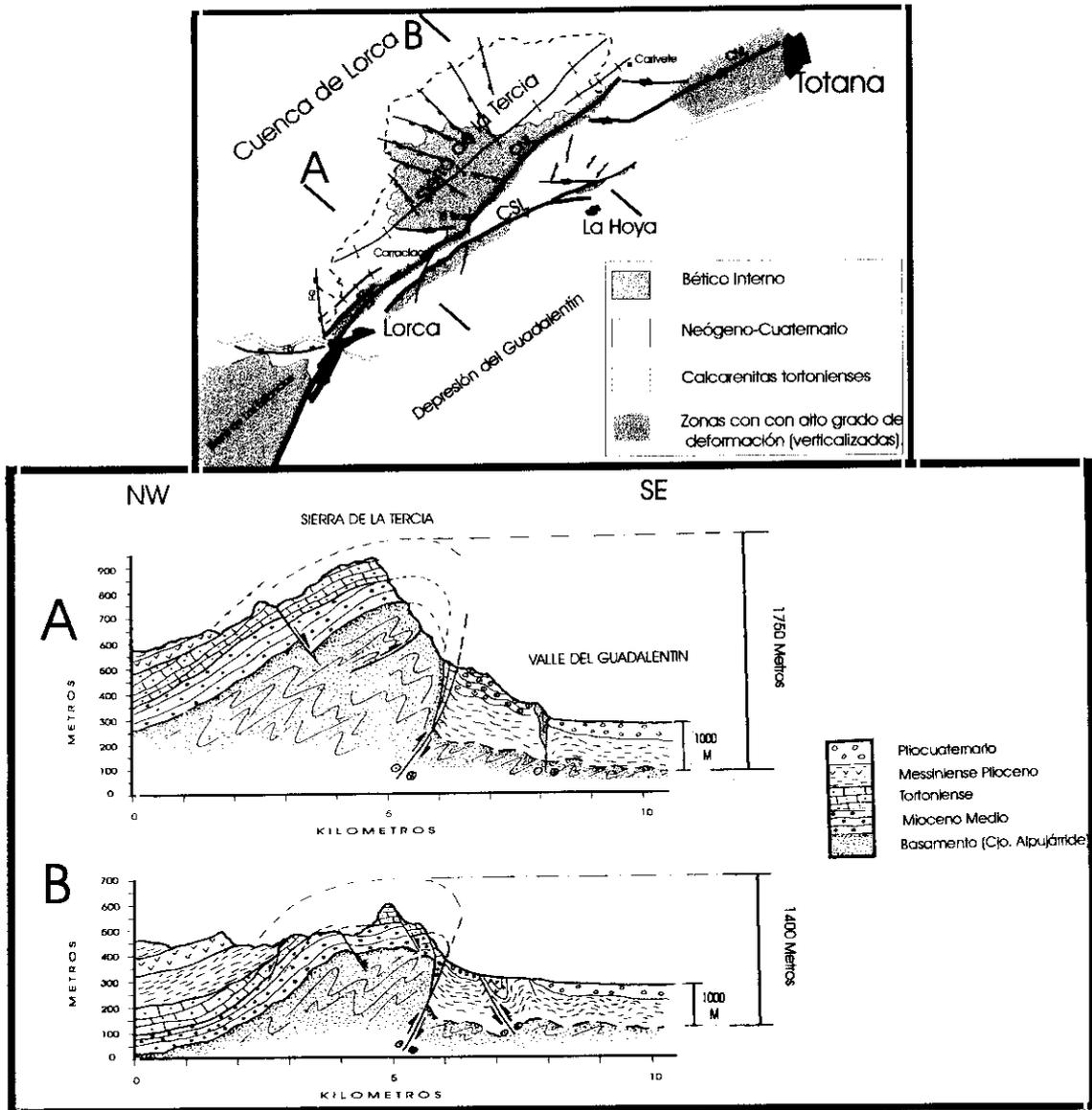
Actualmente, la cuenca de Lorca constituye una depresión morfológica con una cota media de aproximadamente 600 m., en contraste con la depresión del Guadalentín situada a una cota media de 300 m., indicando así la continuidad del citado movimiento hasta tiempos holocenos.

**-A: Variabilidad lateral de la actividad del CNL y sus implicaciones**

El proceso evolutivo citado está asociado a una actividad más o menos continuada del CNL como falla inversa (o de desgarre con importante componente inversa) a lo largo del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. Sin embargo, se han identificado diferencias significativas entre los sectores oriental y occidental de la ST que nos puede informar de variaciones laterales en el movimiento del corredor.

Para conocer cómo ha variado lateralmente el comportamiento del Corredor Norte de Lorca, hemos realizado dos perfiles geológicos a través de la estructura antiformal de la ST. Uno por su zona oriental y otro por su zona occidental (Fig. 2-46). Como puede apreciarse, hay una importante diferencia de cota (aproximadamente 300 m) entre la línea de cresta de la calcarenita tortoniense de un corte respecto al otro. Este hecho nos está hablando de una diferencia significativa de deslizamiento en la FAM. Considerando que el basamento Bético, según constatan datos del subsuelo, está a más de 1000 m de profundidad en el valle del Guadalentín (ITGE, 1975a), obtenemos tasas de elevación desde el Tortoniense hasta la actualidad de 0.3 m/Ka en el sector oriental y 0.2 m/Ka en el sector occidental. Esta ligera diferencia de tasa es suficiente para explicar ese levantamiento diferencial de la ST.

Las tasas de deformación obtenidas a partir de la geometría de la antifirma de la ST son



**Fig. 2-46.** Cortes geológicos del sector Lorca-Totana de la FAM cortando la antiforma de la Sierra de la Tercia por sus sectores occidental (A) y oriental (B). Se evidencia el mayor crecimiento sufrido por esta estructura en el sector oriental. En el mapa se muestran en sombreado las zonas que presentan un mayor grado de deformación. La posición de estas zonas en relación con la antiforma ayudan a segmentar la zona de falla. La zona oriental de la sierra coincide con los tramos de los corredores CNL y CSL con menor grado de deformación asociada.

semejantes a la obtenida en el capítulo anterior a partir de las dataciones absolutas de materiales pleistocenos en el sector de los baños de Carralaca.

Silva et al.(1992d), mediante la utilización de diversos índices geomorfológicos, clasifican el frente de Lorca-Totana dentro de la Clase de Actividad Tectónica Tipo 1 siguiendo la clasificación de Bull y McFadden (1977). Según esta clasificación, se puede considerar un frente como activo cuando la tasa de movimiento es mayor o igual a 0.1 m/Ka.

esta clasificación, se puede considerar un frente como activo cuando la tasa de movimiento es mayor o igual a 0.1 m/Ka.

Hay que hacer notar que estamos considerando solamente una componente (la inversa) del movimiento del la FAM por lo que la tasa absoluta debe ser mayor. La componente de movimiento horizontal no se conoce en el sector Lorca-Totana pero observaciones en sectores adyacentes indican hasta 10 km de deslizamiento sinistroso desde que finalizó el apilamiento de mantos alpinos Rutter et al. (1986). Parece por

tanto, que la componente horizontal sinestrosa es bastante superior a la horizontal.

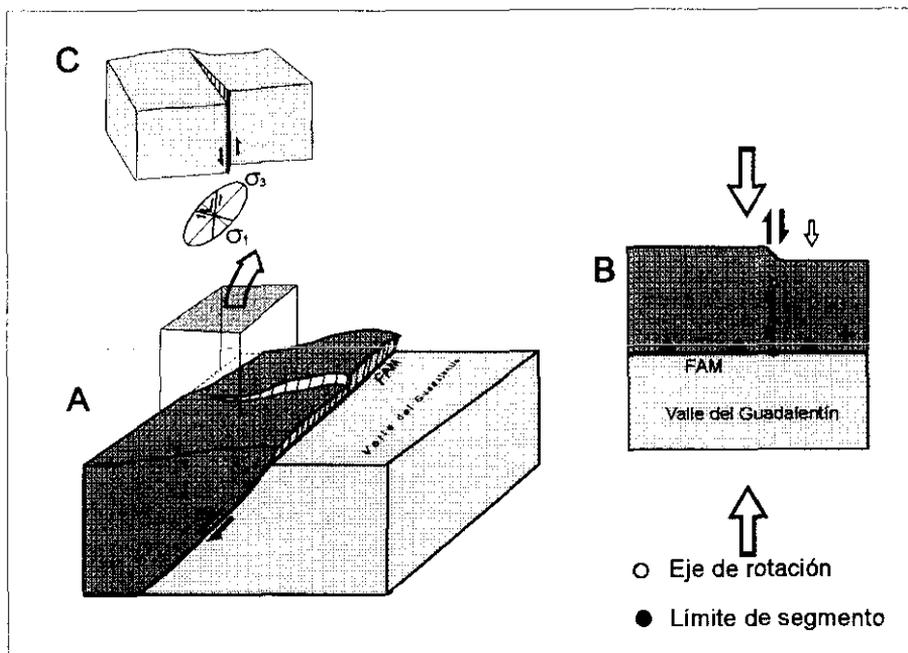
**-B: Causas de la variabilidad lateral de la tasa de movimiento del CNL**

A una escala más local, a partir del estudio neotectónico y paleosísmico de afloramientos puntuales ya habíamos identificado el final de un segmento del CNL con actividad durante el Pleistoceno a la altura del Cjo. del Roser. También vimos que, desde este punto hacia el Este, la zona de falla es más compleja, y genera un mayor relieve de modo que los depósitos cuaternarios aparecen más alejados de la falla. Por tanto, las observaciones a escala local, también indican la variabilidad lateral en la actividad del CNL.

En el mapa 3 se aprecia que la zona intermedia situada entre los sectores oriental y occidental de la sierra (con distinta tasa de levantamiento) está caracterizada por la presencia de fallas normales con movimientos en tijera. Estas fallas han actuado y actúan a modo de teclas de piano que van relevándose en sus saltos para conectar las dos zonas de la antifirma a distinta altura. La distinta tasa de elevación de un sector respecto a otro genera una cizalla simple sobre planos verticales que induce la formación de las fallas normales en tijera que rompen los niveles frágiles de conglomerados y calcarenitas tortonienses (Fig. 2-47).

Por otro lado, a partir de la cartografía a diferentes escalas de este sector (mapas 3 y 4) hemos identificado anomalías o irregularidades en la distribución de la deformación de los materiales neógenos y cuaternarios que pueden explicar este comportamiento segmentado. Estas anomalías se resume en tres puntos:

- Al Sur del sector occidental del CNL (Lorca-El Roser) se encuentra la zona de desplazamiento principal del CSL. La actividad de este corredor genera una banda elevada de materiales miocenos margosos y yesíferos con un alto grado de deformación (verticalización) (Mapa 4 y Fig. 2-46). Los materiales están estructurados en un sinclinal apretado, casi isoclinal, con sus flancos verticalizados. Este pliegue desaparece hacia el Este. El movimiento del CSL y la deformación de esta banda absorbe parte del acortamiento transmitido hacia el Noroeste por el bloque de la depresión del Guadalentín.
- En el sector del CNL situado entre Carivete y Totana existe una potente banda de conglomerados y limos messinienses y pliocenos de más de 1 km de potencia fuertemente verticalizados, incluso invertidos en algunos puntos. Esta banda coincide espacialmente con el único tramo del CNL que no presenta un relieve elevado al Noroeste del mismo. La mayor parte del acortamiento transmitido por el bloque del Guadalentín se ha absorbido en la deformación de



**Fig. 2-47. Modelo cinemático de una zona de falla inversa que presenta dos segmentos con distinta tasa de movimiento. El gradiente induce una cizalla simple sobre planos verticales perpendiculares a la falla que induce la formación de fallas normales en tijera coetáneas con la cinemática inversa de la falla.**

Esa banda y/o se ha transmitido a sectores más septentrionales (sierra de Espuña).

- Finalmente, al Sureste del sector El Roser-Carivete del CNL, el CSL deforma en menor grado los materiales miocenos y un poco más al Este desaparece. Estamos en una transversal en la que se ha absorbido menos acortamiento en la deformación de los materiales situados al SE del CNL y, por tanto, la tasa de movimiento de éste es mayor. Esto se traduce en un mayor levantamiento del sector oriental de la ST.

En definitiva, mediante la correlación entre el crecimiento vertical de la antiforma de la ST, el movimiento de componente inversa del CNL y observaciones del grado de deformación asociado a cada sector del CNL, hemos diferenciado tres sectores en dicho corredor entre las localidades de Lorca y Totana (Fig. 2-46). El primero se sitúa entre Lorca y el Cjo. del Roser. Coincide con el sector de la ST con menor levantamiento. El segundo va desde el Cjo. del Roser hasta Carivete. Este tramo flanquea el sector de la ST que ha sufrido un mayor levantamiento. El último va desde Carivete hasta Totana, el CNL no flanquea ningún relieve al Noroeste de su traza. La ST desaparece a la altura de Carivete.

Parece deducirse, que diferencias laterales en la absorción de la deformación en cada uno de esos sectores, se reflejan en distintas tasas de movimiento en la ZDP del CNL y, por tanto, en distintas tasas de crecimiento y levantamiento de la ST. Las zonas sombreadas en la Fig. 2-46 representan los sectores en los que un mayor porcentaje de acortamiento procedente del SE ha sido absorbido en movimiento del CNL y, por tanto, en crecimiento y elevación de la S<sup>a</sup> de La Tercia. Las zonas sin sombrear representan áreas donde la deformación está más distribuida.

Los límites de esos sectores coinciden de forma bastante ajustada con los límites de segmentos deducidos del estudio paleosísmico de los corredores CNL y CSL

#### 2.5.3.5. Resumen y conclusiones de la actividad paleosísmica en el CNL.

- En los últimos años se ha venido estudiando la formación y evolución de estructuras mayores de edad reciente en relación con la suma de

deformaciones cosísmicas e intersísmicas asociadas a la reactivación de sistemas de fracturación activos (Vita Finzi y King, 1984; Yeats, 1986; King et al., 1988; Stein et al., 1988). Se trata en numerosos casos de zonas de cizalla a las que se asocian pliegues cuyo desarrollo está relacionado con la repetición de seismos en fallas o segmentos de falla activos ya sea fallas ocultas (Stein y King, 1984; Cisternas et al., 1989; Taboada et al., 1993), o estructuras de plegamiento asociadas a fallas activas con evidencias de rupturas sucesivas en superficie (Cisternas et al., 1989; Phillip y Meghaouri, 1983; Ruegg et al., 1982; Ringenbach et al., 1992).

- Tras analizar los datos referentes tanto a tasas, como a geometría de estructuras y distribución espacial de la deformación neógena y cuaternaria en el CNL y su entorno, pensamos que la estructura de plegamiento descrita en los baños de Carraclaca constituye un modelo natural a escala reducida (tanto en el espacio como en el tiempo) de la estructura antiformal que configura la ST. En este sentido, interpretamos la formación y crecimiento de esta sierra como el resultado de la acumulación de deformaciones sísmicas (en mayor medida cosísmicas) en la zona de falla del CNL de la FAM.
- Variaciones laterales en la tasa de movimiento del CNL generan gradientes de levantamiento de la sierra. Este levantamiento diferencial produce campos de esfuerzos locales responsables de la fracturación oblicua normal (con movimientos en tijera) a la zona de falla, que afecta a las calcarenitas tortonienses de la ST. Dichas fallas deben tener una actividad cuaternaria al estar su movimiento controlado por la actividad del CNL.
- De esta variación lateral en la tasa de movimiento y de las deformaciones a nivel de afloramiento observadas en los depósitos pleistocenos, se infiere la existencia de al menos tres tramos de longitudes kilométricas con rupturas características en el espacio y en el tiempo (Fig. 2-38). En uno de estos tramos (el más occidental) ha sido deducida una tasa de movimiento durante el Pleistoceno a partir de dataciones absolutas de 0.08 m/ka.

- Los valores de tasa de deslizamiento que se han dado hasta el momento en esta zona (Silva et al. 1992d), así como los que se aportan en este trabajo (incluido el obtenido a partir de las dataciones absolutas descritas en el capítulo anterior) sitúan la actividad sísmica asociada tanto al CNL como al CSL entre los tipos II y III de la clasificación de terremotos tectónicos de Scholz (1990). Estos Tipos se corresponden con sismicidad intraplaca (Tipo III) y sismicidad intraplaca relacionada con bordes de placa (Tipo II). Según esta clasificación basada en observaciones de fallas activas de todo el mundo, las tasas de deslizamiento próximas a 0,1 implican periodos de recurrencia de la ruptura principal del orden de 1.000 a 10.000 años.
  
- Si aceptamos la naturaleza cosísmica de la deformación analizada en la zona de los baños de Carralaca y El Roser podemos hacer un intento de deducción de un intervalo de recurrencia. No se han encontrado estructuras que nos permita identificar el número de eventos cuya acumulación ha generado la estructura anticlinal de Carralaca. Pero si suponemos un evento máximo semejante al identificado en el CSL, podemos obtener una cifra orientativa. El intervalo de tiempo máximo en que se generó la estructura podemos obtenerla de la resta de las edades mínima anterior a la deformación (198 Ka) y máxima posterior a la deformación (26 Ka), (198 - 26 = 172 Ka ). Tomando un salto mínimo total de 15 m y un salto por evento de 42 cm obtenemos un intervalo de recurrencia para terremotos con expresión superficial de 5.400 años.

*2. NEOTECTÓNICA Y TECTÓNICA ACTIVA DE LA FALLA DE ALHAMA DE MURCIA Y SU ENTORNO*

- 2.1. Situación y antecedentes locales
- 2.2. Análisis de la cartografía regional
- 2.3. Materiales deformados por la falla de Alhama de Murcia
- 2.4. Neotectónica y Tectónica Activa en el sector Lorca-Totana de la FAM
- 2.5. Paleosismicidad en el sector Lorca - Totana de la FAM

## **2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores de la FAM: Tramos Huercal Overa - Lorca y Alhama-Alcantarilla**

### 2.6.1. Neotectónica y tectónica activa en el sector Huercal Overa -Lorca

- 2.6.1.1. Situación, geometría y antecedentes locales
- 2.6.1.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia
- 2.6.1.3. Estructura y cinemática del sector Huercal Overa-Lorca
- 2.6.1.4. Criterios geomorfológicos de actividad reciente
- 2.6.1.5. Resumen y conclusiones

### 2.6.2. Neotectónica y tectónica activa en el sector Totana - Alcantarilla

- 2.6.2.1. Situación, geometría y antecedentes
- 2.6.2.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia
- 2.6.2.3. Fracturación y cinemática del sector Totana-Alcantarilla de la FAM
- 2.6.2.4. Análisis morfotectónico
- 2.6.2.5. Resumen y conclusiones



## 2.6. Neotectónica y Tectónica activa en otros sectores la FAM: Tramos Huercal Overa - Lorca y Alhama - Alcantarilla

En este capítulo se presenta el estudio neotectónico realizado en el resto de la traza superficial de la FAM como complemento y apoyo al estudio detallado del sector Lorca Totana ya expuesto. Con este capítulo se ha pretendido realizar una búsqueda de caracteres neotectónicos y de tectónica activa que permitan extrapolar de manera fiable, tanto hacia el Suroeste como hacia el Noreste observaciones y conclusiones obtenidas en el estudio detallado del tramo Lorca-Totana.

En primer lugar desarrollaremos el capítulo dedicado al sector occidental de la FAM (sector Huercal Overa - Lorca) y a continuación el dedicado al sector oriental (Totana - Alcantarilla).

### 2.6.1. Neotectónica y tectónica activa en el sector Huercal Overa -Lorca

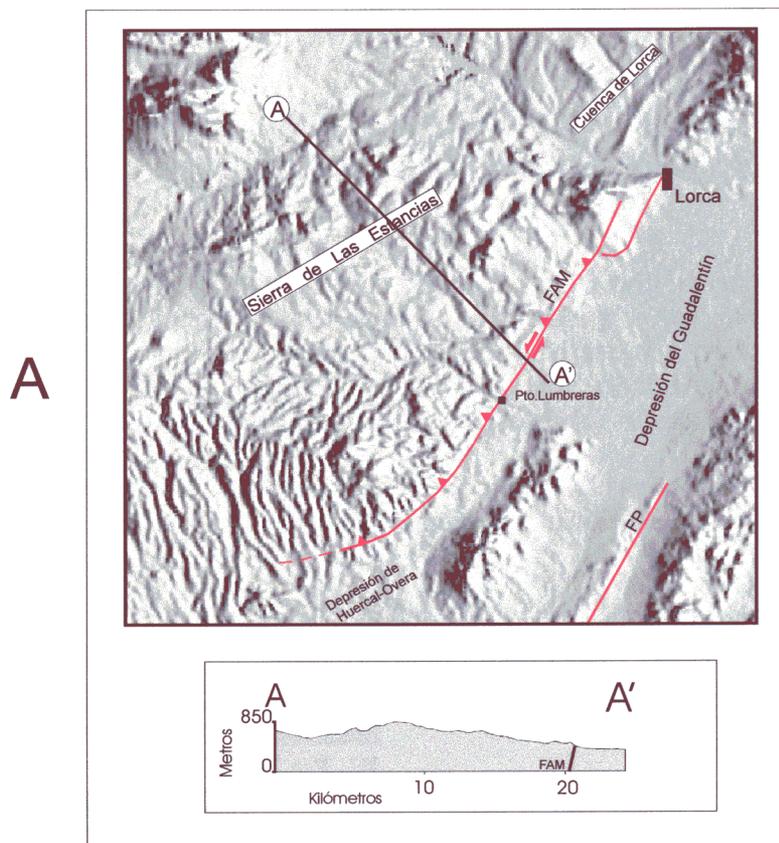
#### 2.6.1.1. Situación, geometría y antecedentes locales

El sector Huercal Overa - Lorca de la FAM limita por el Oeste la depresión del Guadalentín separándola de la Sierra de las Estancias, que está formada por la superposición de los complejos de basamento Interno Alpujárride y Maláguide (Fig. 2-48). Al Sur de Puerto Lumbreras la FAM separa la S<sup>a</sup> de las Estancias de la S<sup>a</sup> de Enmedio que emerge entre los depósitos cuaternarios de la depresión del Guadalentín. En el extremo Suroeste de este tramo se encuentra la terminación occidental de la FAM donde se ramifica en una estructura de Cola de Caballo *horsetail* y se dispone con una orientación N 80-90 E. Hacia el NE (Fig. 2-48) su traza se dispone más rectilínea y la zona de desplazamiento principal se concentra en una banda de pocos metros de anchura hasta la localidad de Lorca, donde la FAM se desdobra en dos ramas paralelas.

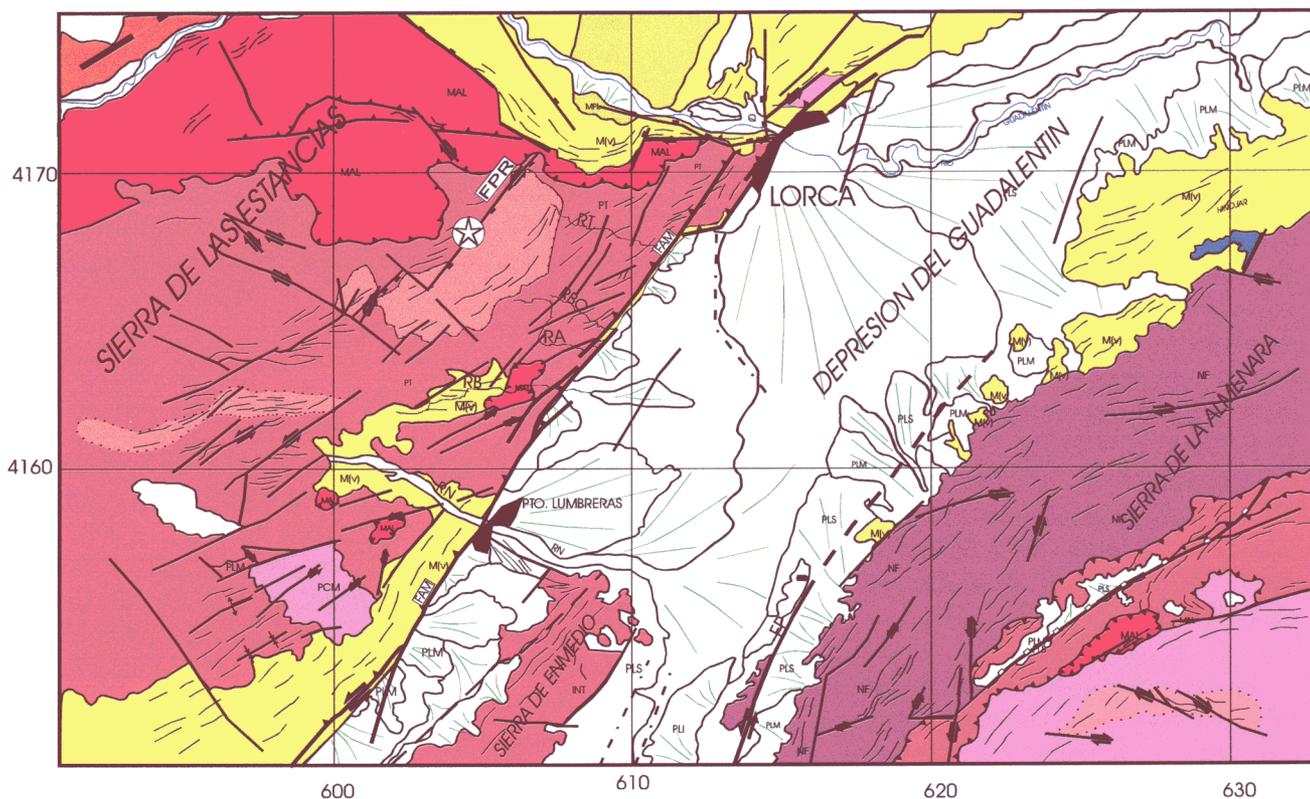
La actividad neotectónica de este tramo de la FAM ha sido estudiado desde distintos aspectos en varios trabajos. Rutter et al. (1986) y Oliveros (1987) estudian la actividad neotectónica de este sector. Identifican la existencia de una actividad sinistrosa con componente inversa durante el Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario. En ambos trabajos se estudian las rocas de falla generadas por la cizalla

afectando a materiales diversos de las distintas unidades Béticas y se interpretan los planos menores de cizallamiento secundarios (planos R, R', P e Y) en el marco de una cizalla sinistrosa con componente inversa. Oliveros en su estudio identifica la brecha de falla compuesta por un bandeado composicional de origen tectónico, fosilizado por un conglomerado de edad pliocena escasamente deformado a la altura de la Rba. Alta. Ello indica la existencia de un período de diastrofismo en la deformación por cizalla prepliocena. El mismo autor identifica la continuidad de la actividad de la FAM durante el Cuaternario a través de la deformación que presentan depósitos claramente cuaternarios en varios puntos, por ejemplo a la altura de la Rba. de la Torrecilla.

Aellen (1990) identifica la importante actividad neotectónica de la FAM y otras fallas paralelas en el interior de la depresión del Guadalentín a través de un estudio tectosedimentario de los depósitos miocenos y pliocuaternarios localizados al Sur y Este de Puerto Lumbreras. En su estudio concluye que el relleno de los corredores de La Hoya y Almendricos (situados a ambos lados de la S<sup>a</sup> de Enmedio) está controlado por la actividad de la FAM y fallas paralelas asociadas. Dichas fallas presentan movimientos sinistros puros y sinistros con componente inversa que condicionan la elevación y/o estabilidad de bloques de basamento entre los cuales se generan surcos sedimentarios activos hasta la actualidad. La progresiva colmatación de estos surcos sedimentarios forzó la migración del límite de la



**B**



**Fig. 2-48. A:** Modelo digital del terreno en el que se muestra la posición del tramo Huerca Overa-Lorca de la FAM, así como las principales unidades morfoes-estructurales de su entorno. **B:** Mapa geológico del tramo Huerca Overa-Lorca de la FAM. FPR. Falla de Peña Rubia; FP. Falla de Palomares; RT. Rambla de la Torrecilla; RA. Rambla Alta; RBO. Rambla del Borruezo; RB. Rambla de Béjar; RN. Rambla de Nogalte. Estrella: epicentro del terremoto de Lorca de 1977. (Ver leyenda de Mapa 1)

sedimentación marina hacia el corredor de Pulpí situado al Sur de la zona aquí estudiada.

Montenat et al. (1990c) estudiaron los materiales neógenos incluidos en la zona de falla de la FAM entre Huercal-Overa y Lorca. Identifican depósitos fundamentalmente detríticos que abarcan buena parte del Tortonense y parte del Messiniense con niveles calcáreos del Tortonense superior. Describen fracturas NE-SO con estrías casi horizontales afectando al neógeno que indican un movimiento de desgarre sinestroso. En el sector de la Rba. de la Torrecilla describen fallas inversas y pliegues afectando al cuaternario que indican una cinemática mas inversa y con ello, un progresivo bloqueo del movimiento de desgarre en tiempos recientes.

Briend et al. (1990) estudiaron la evolución de la cuenca sedimentaria de Huercal-Overa y la interpretan como un ejemplo típico de cuenca *tipped wedge* (Crowell, 1974) desarrollada en la terminación de una zona de desgarre en compresión. Las características tectosedimentarias y estructurales de la cuenca la asocian a la deformación generada por la estructura en "cola de caballo" que configura la terminación SO de la FAM.

Silva et al. (1992d) dentro de su estudio sobre la neotectónica de la depresión del Guadalentín identifican, mediante el uso de diversos caracteres e índices geomorfológicos, la existencia de actividad cuaternaria en este sector de la FAM. En dicho trabajo estudia las deflecciones de las ramblas producidas por el movimiento sinestroso de dicha falla. Asimismo, mediante la utilización de índices de frente de montaña clasifica este sector de la FAM como un frente de actividad de Clase I (tasa de movimiento > 0.1 m/Ka) dentro de la clasificación de actividad de frentes de montaña de Bull y McFadden, (1977).

#### 2.6.1.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia.

##### **Materiales de Basamento:**

La cizalla de la FAM afecta a la práctica totalidad de unidades sedimentarias de los complejos Alpujárride y Maláguide. Las rocas Alpujárrides afectadas se dividen en tres unidades:

- Micaesquistos con intercalaciones de cuarcitas.
- Esquistos y filitas con intercalaciones de cuarcitas y metaconglomerados. Estos materiales afloran en el borde oriental de la S<sup>a</sup> de Las Estancias implicadas en la zona de cizalla. Se pueden identificar claramente en la Rba. de Nogalte.
- Dolomías y calizas brechificadas.

El complejo Maláguide aparece en afloramientos aislados al Norte y Oeste de Puerto Lumbreras. Está constituido por : Areniscas y argilitas rojas, dolomías, calizas masivas y calizas oolíticas de tonos claros.

La implicación de las distintas unidades del basamento en la zona de cizalla genera una heterogeneidad de estructuras de deformación muy importante en función de variaciones laterales de litología. La cizalla en las rocas esquistosas genera potentes zonas de *fault gouge*. Destaca por su potencia la que se observa junto a la Rba. de La Torrecilla. Cuando la falla afecta a las unidades carbonatadas o cuarcíticas, predominan las deformaciones de tipo cataclástico.

##### **Materiales Neógenos y Cuaternarios**

Solamente al Sur de Puerto Lumbreras la FAM afecta a una serie miocena de cierta importancia. Desde Puerto Lumbreras hacia el Noreste los afloramientos terciarios se restringen a pequeños restos incluidos en la zona de falla.

En el entorno de Pto. Lumbreras los depósitos neógenos y cuaternarios son de carácter fundamentalmente detrítico y abarcan desde el Mioceno superior hasta el Cuaternario más reciente (Oliveros, 1987 y Baena et al., 1993). La series neógeno-cuaternarias más completa observada en ese sector consta de los siguientes términos:

##### **Mioceno Superior-Plioceno Inferior**

-1: Conglomerados rojos polimícticos con intercalaciones de arenas y margas. Alcanzan hasta 300 m de potencia. En el sector de la depresión de Huercal-Overa la serie se continúa hacia techo con lutitas y arenas con abundantes restos vegetales correspondientes a un depósito de ambiente fluviolitoral (Oliveros, 1987). Estos materiales afloran a lo largo del borde Sureste de la S. de Las Estancias, desde el Norte de Pto.

Lumbreras hacia el SO alcanzando su máximo desarrollo en la depresión de Huerca-Overa. También afloran como retazos aislados en el interior de la sierra como ocurre en los alrededores de la Rba. de Béjar. En la zona Norte del sector los materiales de esta unidad aparecen adosados e incluidos en la zona de falla de la FAM.

Es una unidad equivalente a la unidad conglomerática Burdigaliense superior-Tortonense inferior descrita en el sector Lorca-Totana y en la cuenca de Lorca.

-2: Margas y arenas de ambiente marino con tramos calcareníticos someros en su parte alta. Pueden alcanzar más de 20 m. de potencia. Estos materiales se extienden desde Pto. Lumbreras hacia el Sur y serían equivalentes a las unidades calcareníticas Tortonense superior-Messiniense-Plioceno inferior descrita en el sector Lorca-Totana y también correlacionables con las formaciones Margas de Fortuna de Montenat (1973) y formación Carivete de Guillén Mondéjar (1994) en el interior de la cuenca de Lorca.

#### Plioceno

Los depósitos pliocenos presentan afloramientos de pequeñas dimensiones, por lo que no han sido distinguidos en la cartografía. Están constituidos por conglomerados, arenas y arcillas discordantes sobre los depósitos precedentes, al tiempo que flanquean la zona de falla de la FAM. Hacia techo aparecen calizas arenosas que en ocasiones llegan a disponerse directamente sobre el basamento Alpujárride.

#### Cuaternario

Los depósitos cuaternarios están constituidos por gravas arenas y limos depositados en forma de abanicos aluviales. Estos depósitos que rellenan la depresión del Guadalentín aparecen también implicados en la zona de falla. Silva (1994) realizó un estudio de estos materiales y definió varias familias de abanicos aluviales dispuestos al pie del frente de montaña de la S<sup>a</sup> de Las Estancias. Las edades de estos abanicos van desde el Pleistoceno medio al Holoceno (Baena et al., 1993). Solamente los depósitos holocenos de cauce de las ramblas se disponen sobre la zona de falla sin presentar deformación.

### 2.6.1.3. Estructura y cinemática del sector (Huerca Overa-Lorca)

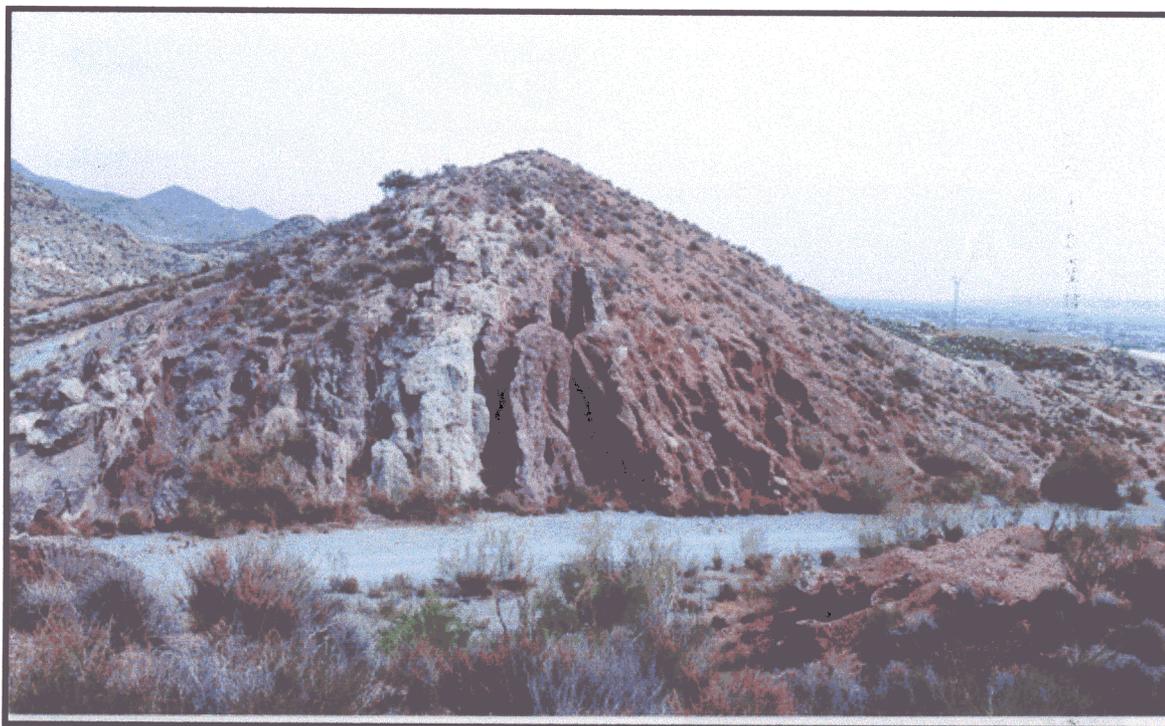
#### Geometría

En la mayor parte de su recorrido la zona de falla presenta una única zona de deslizamiento principal con orientación N 40 (Fig. 2-48b). En su terminación occidental la zona de falla gira hacia N 80. En la cartografía detallada realizada por Oliveros (1987) identifica un desflecamiento en este extremo que interpreta como una estructura en "cola de caballo" típica en las terminaciones laterales de fallas de desgarre (Harding et al. 1985).

En su terminación oriental, a la altura de Lorca la FAM presenta una mayor complejidad estructural. Aparecen dos zonas de deslizamiento principal unidas por fracturas secundarias. Esta estructura fue interpretada por Silva (1994) como un dúplex de desgarre compresivo. A partir de Lorca la FAM sufre un giro de dirección hacia N 55-65.

A lo largo de todo este sector, la zona de desplazamiento principal de la FAM presenta un buzamiento que oscila entre 90 y 60 grados NO. En los cortes de las principales ramblas se evidencia la componente inversa de su movimiento, responsable del levantamiento de la S<sup>a</sup> de Las Estancias a lo largo del Mioceno. En el corte del la Rba. del Borruezo (Fig. 2-49), se observa claramente la actividad sinsedimentaria miocena de la falla. Los conglomerados rojos del Mioceno medio-superior se disponen discordantes sobre materiales triásicos verticalizados y en su estructuración interna se observa una discordancia progresiva en abanico evidenciando ese levantamiento progresivo de la sierra situada al NO.

Se reconocen, por otra parte, numerosas micro y mesoestructuras en las rocas de falla que señalan un desgarre sinestroso con ligera componente inversa como ya señalaron (Rutter et al., 1986 y Oliveros, 1987). Este último interpreta un movimiento combinado inverso-sinestroso de la falla a partir de la medida la *fault gouge* de la Rba. de Torrecilla (Fig. 2-50). En medidas realizadas en el presente trabajo sobre la *fault gouge* de la Rba. del Borruezo situada 1 km al Suroeste de la de la Torrecilla obtenemos un cabeceo medio del vector deslizamiento de la falla de 20 ° NE. En esta rambla el movimiento



*Fig. 2-49.* Estructura del contacto basamento-conglomerados rojos burdigalienses-tortonienes controlado por la FAM a la altura de la rambla del Borruezo. La elevación continuada de la sierra de las Estancias (a la izquierda de la fotografía) induce dispositivos de discordancias progresivas en los depósitos neógenos.

de desgarre sinestroso provoca provoca duplicaciones de las series miocenas, en este caso de los conglomerados rojos. Estructuras menores inverso direccionales se han observado también en las margas tortonienses.

En afloramientos de las pizarras y filitas devono-carboníferas del complejo Alpujarride incluidas en la zona de falla, se observa una estructuración, posterior a la de origen alpino, que marca una clara cinemática de desgarre sinestroso. Concretamente, se observan planos Riedel sinestrosos de dirección aproximada N 25-35 E que cortan y deforman la esquistosidad orientada paralelamente a los planos (Y) N 40-45 E de la zona de falla principal (figs. 2-51 y 2-52). No hay materiales neógenos implicados en esa zona de falla que puedan datar de forma segura esa cinemática sinestrosa, pero la disposición de los conglomerados rojos adosados a la misma que se estructuran en afloramientos alargados y paralelos a la misma, y las características morfológicas que luego se tratarán, parecen indicar

que esa cinemática ha actuado durante el Mioceno superior y posiblemente durante el Pliocuaternario.

Las deformaciones de los materiales cuaternarios son más puntuales. En el corte de la Rba. de La Torrecilla se observan las gravas de un abanico aluvial de edad Pleistoceno superior (Baena et al., 1993) buzando unos 25 grados hacia la falla (Fig. 2-50). Esta deformación está asociada a la componente inversa de la FAM, que induce un basculamiento asociado a una flexión de los depósitos de los abanicos aluviales. Como se aprecia en dicha figura, los depósitos basculados aparecen cubiertos por un abanico de edad más reciente que no presenta basculamiento, si bien aparece cortado por una de las fallas principales del corredor. En el esquema interpretativo se evidencia que la deformación a lo largo del corredor de la FAM se reparte entre varios planos de deslizamiento que han sido activos durante el Cuaternario. En otros cortes de las ramblas se han observado estructuras semejantes.

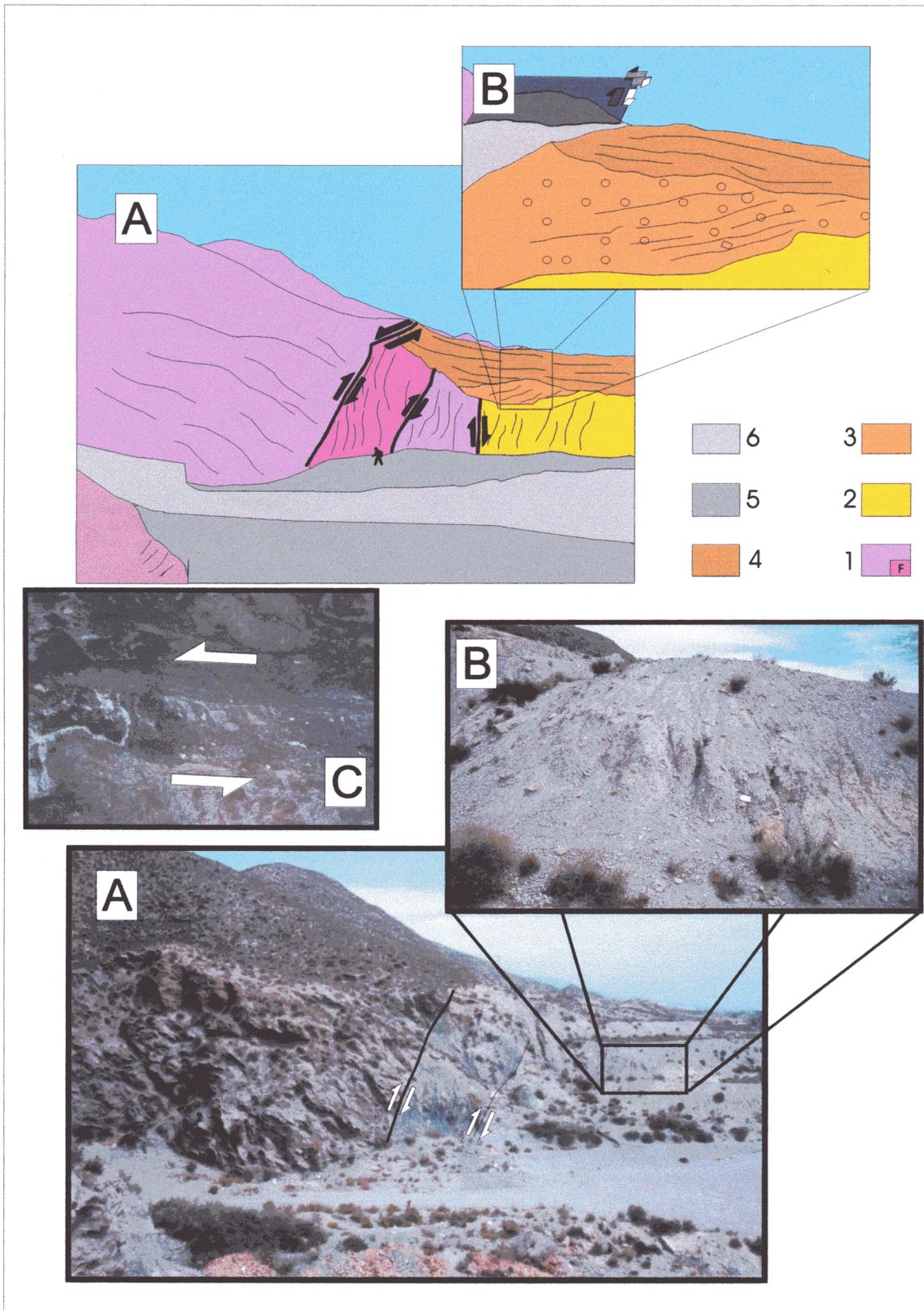
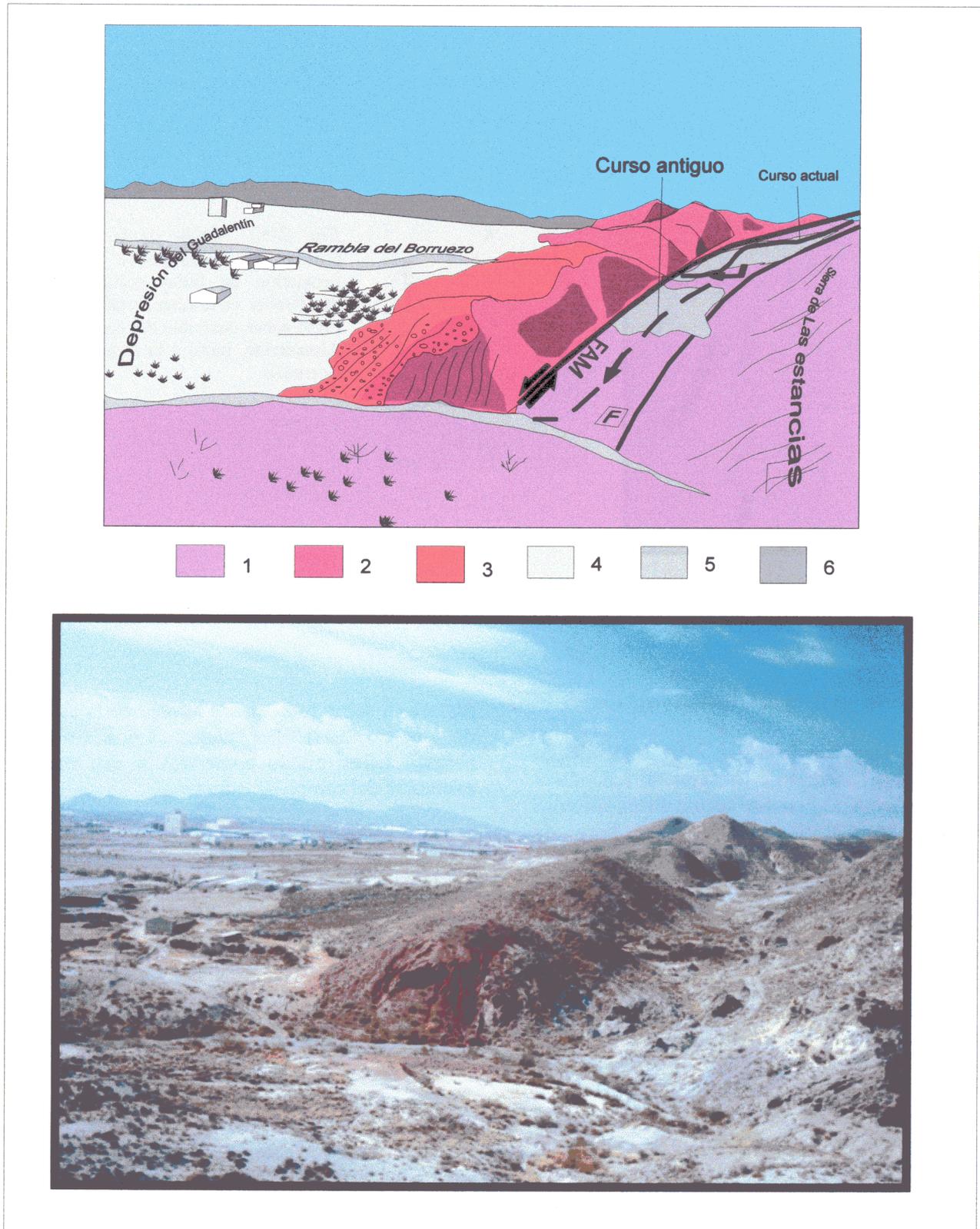
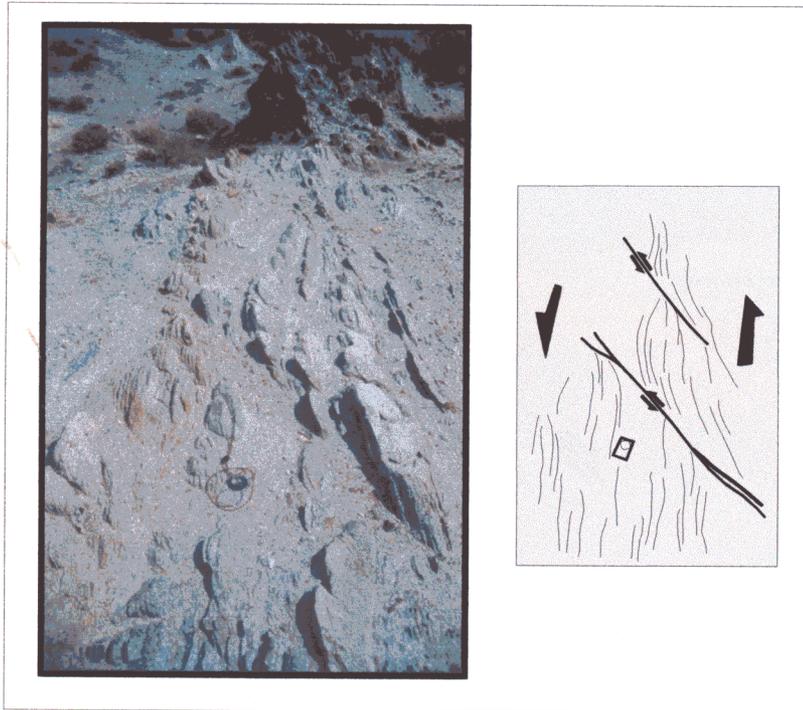


Fig. 2-50. Afloramiento de la traza de la FAM en la rambla de la Torrecilla. En este punto se observa tanto la componente inversa (A) como la sinestrosa (C) de la falla. La foto C muestra un detalle del *fault gouge* característico de esta zona. En la foto B se muestran depósitos de abanicos aluviales pleistocenos basculados hacia la zona de falla y cubiertos por depósitos más recientes, aparentemente sin deformación. Materiales: 1: Filitas y cuarcitas del basamento paleozoico Alpujarride (F); zona de *fault gouge*. 2: Margas amarillas tortonienses. 3: Gravas y limos de abanico aluvial (Pleistoceno) baasculados. 4: Gravas y limos de abanico aluvial sin deformación. 5 y 6: gravas y arenas de rambla (Holoceno).



**Fig. 2-51.** Fotografía y esquema estructural de la rambla del Borruezo a su paso sobre la FAM. La elevación y posterior erosión de una cresta de presión paralela a la falla indujo el desvío y posterior captura del cauce de la rambla. En el valle abandonado se conservan restos de depósitos del cauce de la rambla. 1. Esquistos paleozoicos alpujárrides; 2. Filitas y cuarcitas triásicas alpujárrides; 3. Conglomerados rojos Burdigaliense sup.-Tortonense inf.; 4. Relleno aluvial holoceno del valle del Guadalentín.; 5. Restos de cuaternario de rambla abandonados por el antiguo curso.; 6: relieve de la Sierra de En medio.





*Fig. 2-52.* Detalle de la cizalla sinestrosa responsable de la formación de fallas secundarias tipo Riedel en la zona de falla de la FAM sobre cuarcitas del complejo Alpujarride, junto a la rambla del Borruezo.

### Sistemas de fracturación secundaria

En la cartografía de la Fig. 2-48 se identifican varios de los sistemas de fracturación secundaria asociados a la FAM en este sector. Estos sistemas aportan información valiosa a la hora de interpretar la evolución cinemática de la zona de falla principal. Destacan por su importancia los siguientes:

**-Fallas N 70.** Estas fracturas se observan afectando fundamentalmente al basamento Alpujarride de la S<sup>a</sup> de Las Estancias. Se presentan con planos subverticales y movimientos de desgarre, tanto sinestrosa como dextroso. Tanto a escala local como cartográfica, este sistema es intersectado por las fallas de la zona de desgarre de la FAM. En la cuenca de Huerca-Overa se observan fallas con esta orientación pero con movimientos de tipo normal afectando a depósitos tortonienses.

**-Fallas N 90-100.** Son fallas subverticales con movimiento de desgarre dextroso que afectan sobre todo al basamento alpujarride. Al igual que el sistema anterior estas fallas están intersectadas por el corredor de la FAM y en algunos casos presentan movimientos polifásicos de carácter

dilatante sobre todo en los bordes de la cuenca de Huerca-Overa. Por tanto, ambos sistemas parecen haber estado sometidos a una misma evolución del campo de esfuerzos.

**-Fallas N 40-50.** Es el sistema de mayor importancia al conformar el propio corredor de la FAM y haber controlado buena parte de la sedimentación neógena y cuaternaria. Presentan una cinemática inverso-direccional con componente de desgarre sinestrosa. La componente varía de unos puntos a otros. Se identifican cabeceos del vector de deslizamiento que oscilan entre 70° y 25° NE.

Las fallas de este sistema intersectan las de los sistemas anteriores de lo que se deduce su actividad más reciente. Tanto la edad de los materiales más jóvenes a los que afectan (Pleistoceno superior) como el control de las mismas sobre el relieve y la disposición de las depresiones sedimentarias, parecen indicar que a partir del Mioceno medio, las fallas de este sistema se convirtieron en las más activas de la zona, probablemente por su orientación más favorable con respecto al campo de esfuerzos regional.

-**Fallas N 0-20.** Son fallas con planos subverticales en los que los indicadores cinemáticos muestran movimientos sinestrosos y normales. Sus relaciones de corte con las fallas del sistema anterior son complejas y no puede determinarse una secuencia temporal entre ellas.

-**Fallas NO-SE.** Son fallas con movimientos de desgarre sinestrosos y normales. Al igual que las fallas del sistema anterior, afectan tanto a materiales del basamento como materiales miocenos y manifiestan complejas relaciones de corte con las N 40-50 lo que hace pensar en la coexistencia de sus cinemáticas. Forman un sistema conjugado junto con las fallas N 0-20, coherente con un acortamiento horizontal NNO-SSE.

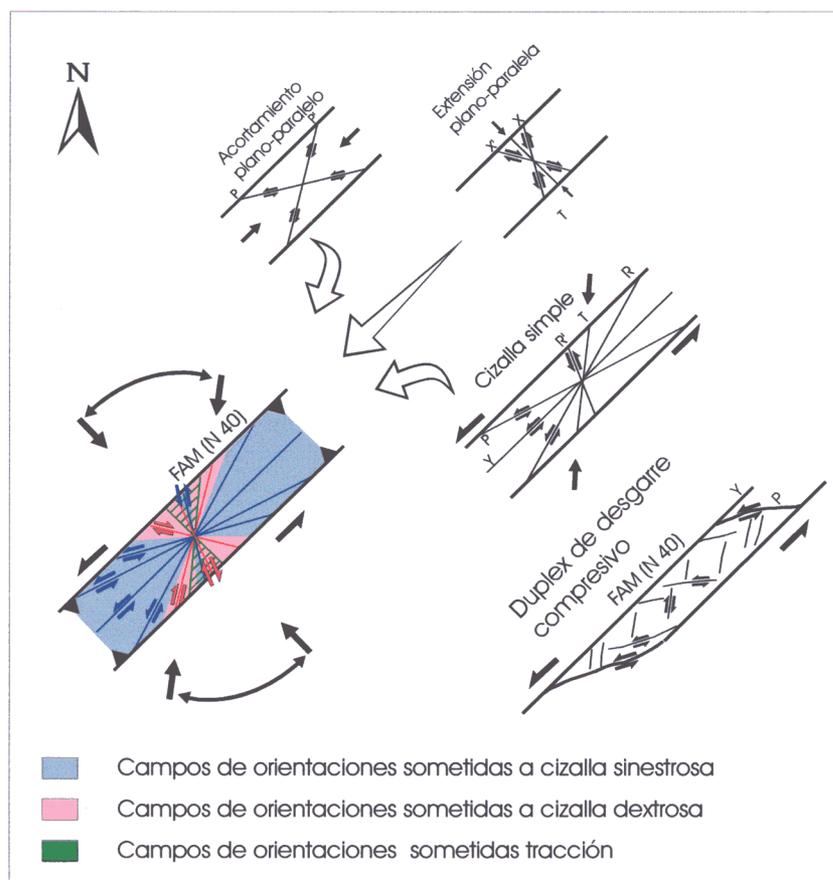
### Interpretación de los sistemas de fracturación.

En la Fig. 2-53 se presenta un modelo cinemático para la fracturación secundaria idéntico al interpretado para el sector Lorca-Totana, si bien orientando en este caso los planos

Y según la dirección que presenta en este sector la FAM. Como puede apreciarse en esa figura todos los sistemas de fracturación que se acaban de describir así como su cinemática pueden explicarse mediante la existencia de estados de esfuerzos compresivos con direcciones de máximo esfuerzo horizontal diferentes con orientaciones que oscilan entre NO-SE y NNE-SSO.

La mayoría de los sistemas de fracturación están asociados a la desgarre sinestrosa de los planos Y de dirección N 35-45 compatible con un acortamiento NNE-SSO. El resto de sistemas estaría asociado a un acortamiento NO-SE que genera un sistema de fracturas conjugadas así como una extensión planoparalela que induce cinemáticas de tipo extensional a escala de afloramiento.

Las únicas fracturas que no son compatibles con estos campos son las N 70 dextrosas. Estas fracturas parecen asociadas a un campo de esfuerzos preneotectónico con una dirección de acortamiento próximo a E-O (Sanz de Galdeano, 1983). Las relaciones de corte, tanto a escala de



**Fig. 2-53.** Esquema cinemático y dinámico de la fracturación que resulta de combinar las fracturas que se generan en una zona de cizalla a causa de acortamiento y extensión plano paralelos y de cizalla simple (modificado de Swanson (1988)). Se han señalado con distintos colores los campos de orientaciones sometidos a cizalla dextrosa, sinestrosa y tracción, asimismo se señala el abanico de direcciones de acortamiento compatibles con las cinemáticas de la fracturación (ver explicación en texto). La zona de cizalla se ha orientado paralelamente a la dirección de la FAM en el sector Huercal Overa-Lorca.

afloramiento como cartográfica, indican que efectivamente estas fracturas son más antiguas que el resto.

El dúplex compresivo de Lorca está formado por la combinación de planos Y N 45 y planos P N 70-90. Estos planos P se observan también a escala métrica y su formación al igual que se interpretó en la zona Lorca-Totana estaría asociada a la reactivación como sinestrosas (bajo régimen transpresivo) de las fracturas preexistentes orientadas favorablemente (sistemas N 70 y N 90-100).

### 2.6.1.4. Criterios geomorfológicos de actividad reciente

Con el fin de obtener información acerca de la tectónica activa relacionada con el movimiento de la FAM en este sector se han analizado, por un lado la morfología de la red fluvial y sus posibles anomalías y, por otro, la topografía de la zona a través del modelo digital del terreno y el control que sobre la misma está ejerciendo la falla.

#### **-Red fluvial**

En la Fig. 2-54 se observa un esquema de las principales ramblas que cruzan la zona de falla. Se observa claramente un control sobre las mismas por parte del movimiento sinestroso (o mejor dicho) de la componente sinestrosa del movimiento pleistoceno sup. y holoceno de la FAM. Casi todas las ramblas de cierta magnitud presentan una desviación levógira a su paso por la zona de falla en el sector situado entre Pto. Lumbreras y Lorca.

En este sector se han identificado procesos de captura debidos a la erosión remontante sobre lomas de presión paralelas a la falla, que induce la captura de canales encajados en la zona de falla (Fig. 2-51). El barranco del Borruezo, previamente a su curso actual (línea continua) discurría más hacia el Noreste y se abría a la depresión del Guadalentín a través de la rambla situada en primer término en la fotografía. En el valle abandonado se conservan restos del Cuaternario depositado por la rambla cuando discurría por esa zona.

Los saltos horizontales que pueden atribuirse al movimiento horizontal de la FAM considerando estas deflexiones superan los 600 m de longitud. El caso más espectacular es el de

la Rba. Alta que presenta varios codos coincidiendo con el paso de sendas fallas activas paralelas a la zona de deslizamiento principal de la FAM. Incluso aguas abajo, una vez que la rambla se abre a la depresión del Guadalentín, el canal principal presenta un codo que forma un ángulo mayor con la FAM. Considerando el antiguo curso que seguía la Rba. del Borruezo, se obtiene un movimiento en la horizontal que afecta al curso de esta rambla de algo más de 600 m. Valor semejante al medido en la Rba. Alta.

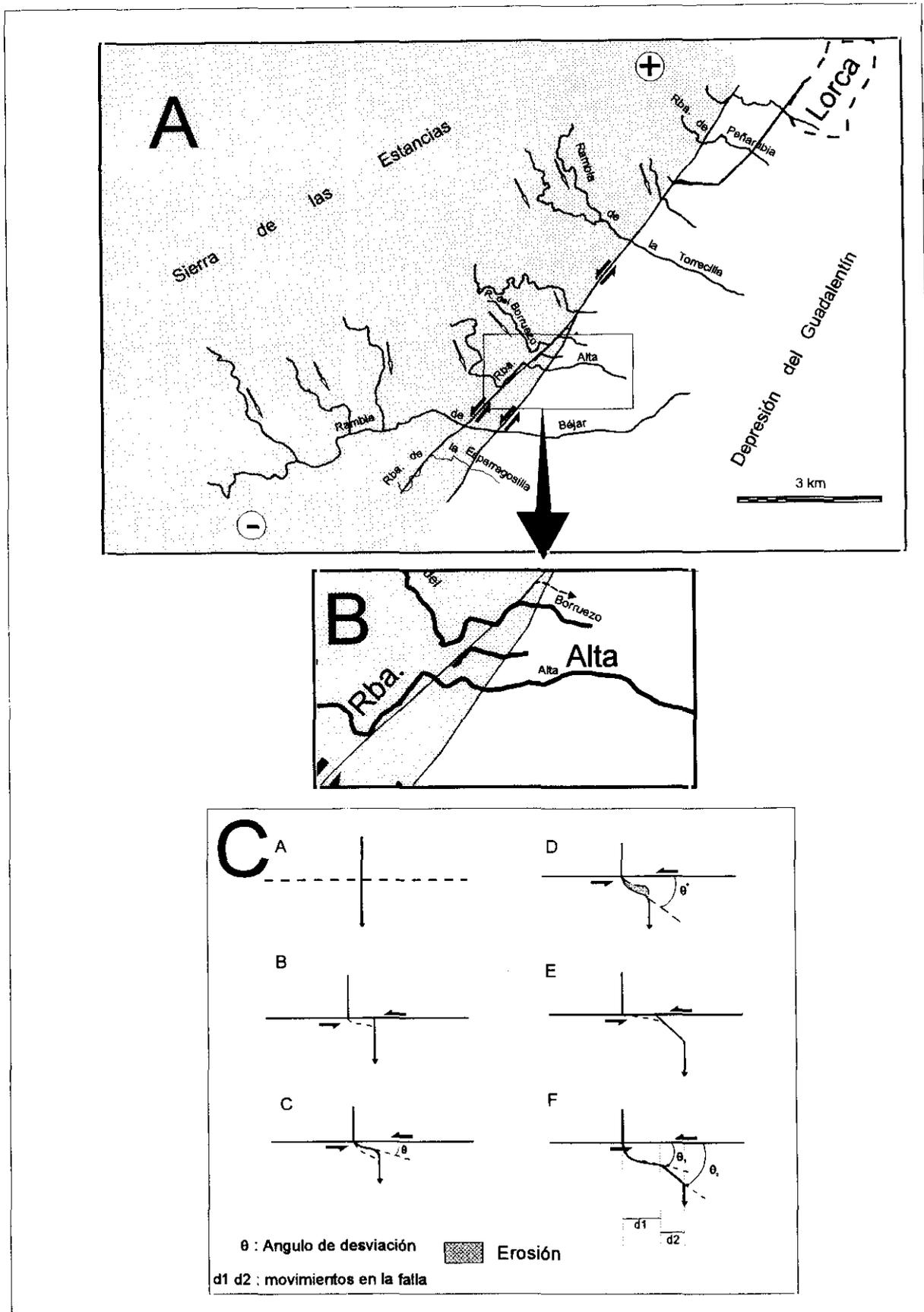
Las geometrías que presentan algunas de las ramblas a su paso por la falla siguen el modelo de Huang (1993) para canales desviados por fallas sísmicamente activas con componente inversodireccional (Fig. 2-54c). Los canales que presentan un codo en respuesta a un movimiento puntual de una falla tienden a recuperar progresivamente su orientación previa transversal a la falla. Ello induce la creación de una segmentación en la dirección del canal. En la Rba. Alta es bastante evidente esa segmentación al Sureste de la zona de falla, tal y como muestra el modelo. Morfologías parecidas se observan en la Rba. de Béjar y en la de Peñarubia.

Estas características de la red fluvial parecen apoyar la vigencia de la actividad de carácter inverso-direccional de la FAM y el posible carácter sísmico de la misma.

Otra evidencia que puede extraerse de la observación de la red fluvial es la orientación que presentan la mayoría de las principales ramblas que desembocan entre Pto. Lumbreras y Lorca. La mayoría de ellas presentan una orientación NO-SE ligeramente oblicua al relieve de la S<sup>a</sup> de las Estancias limitada por la FAM (flechas de la Fig. 2-54a). Una posible explicación de este fenómeno sería la existencia de un basculamiento hacia el SO de edad reciente del bloque levantado por la FAM.

#### **- Topografía**

En el modelo digital y el perfil topográfico acompañante de la Fig. 2-48 se puede observar el control que ejerce la zona de falla de la FAM en el relieve de la zona. Es evidente en esa figura que el sector de la FAM situado entre Pto. Lumbreras y Lorca, coincidiendo con el tramo donde las ramblas presentan las claras desviaciones sinestrosas descritas, limita la zona



**Fig. 2-54.** Deformación de los cauces de las ramblas a su paso sobre la FAM en el tramo Huerca-Overa-Lorca. **A:** Mapa de los cauces de las ramblas principales; **B:** Vista detallada de las deflección que sufren las ramblas Alta y del Borruezo (ver fig. 5-51); **C:** Modelo de deflección cosísmica de cauces fluviales por al actividad de fallas activas de tipo inverso direccional, según Huang (1993). La morfología segmentada de los canales que se observa en el modelo es semejante a la que presentan las ramblas Alta y del Borruezo (B).

de la S<sup>a</sup> de las Estancias que presenta menor relieve. Al Sur de Pto. Lumbreras, el relieve situado al NO de la FAM es bastante mayor. Este hecho parece indicar la existencia de una mayor componente inversa en el movimiento de la FAM al Sur de dicha población. Esto coincide con el cambio de orientación de la zona de deslizamiento principal que gira hasta N 70. Ello favorece que gran parte del movimiento de la FAM en su extremo SO se absorba con una cinemática inversa y genere así un mayor levantamiento del bloque situado al NO de la falla.

En el sector situado entre Pto. Lumbreras y el dúplex de desgarre compresivo de Lorca la mayor parte del acortamiento se absorbe con un movimiento que presenta una componente de desgarre predominante. Ello se refleja en la deformación que afecta a las ramblas.

Finalmente, en el sector del dúplex de Lorca la componente inversa vuelve a aumentar favoreciendo la existencia de las mayores alturas situadas en el extremo NE de la S<sup>a</sup> de Las Estancias. El relieve observado en el modelo digital disminuye, por tanto, desde Lorca hacia Pto. Lumbreras.

### 2.6.1.5. Resumen y conclusiones

A partir del análisis realizado de algunos caracteres neotectónicos y de tectónica activa en este sector de la FAM podemos resumir las siguientes conclusiones parciales:

- Las estructuras menores y los criterios cinemáticos identificados en la zona de falla, tanto en trabajos anteriores como en observaciones de este estudio, indican la existencia de dos cinemáticas diferenciables en la FAM a lo largo del período neotectónico. Una de desgarre sinistoso con cierta componente inversa (no superior a 30°) y otra con una componente inversa predominante. Ambas cinemáticas están de acuerdo con la existencia de dos campos de esfuerzos compresivos con direcciones de acortamiento horizontal ligeramente diferente. Uno NO-SE y otro NNE-SSO. Estos dos campos explican todos los sistemas de fracturación identificados excepto los N 70 de desgarre dextrosos.

- No es posible diferenciar en el tiempo una cinemática de la otra. No existen relaciones temporales claras entre una y otra.
- La morfología de bastantes ramblas parece indicar la existencia de períodos de deformación cosísmica que desplaza los canales principales con una componente de desgarre sinistoso. Esta deformación favorece la existencia de procesos de captura.
- La ausencia de dataciones de eventos de movimiento en la FAM impide el cálculo de tasas de movimiento de desgarre. No obstante, las desviaciones horizontales (mayores de 600 m) que presentan algunas ramblas a su paso sobre la zona de desplazamiento principal de la FAM, si consideramos una supuesta edad para la red fluvial de 1 m.a. nos daría una tasa de movimiento horizontal de 0.6 m/Ka. Es decir estaría dentro de la clase de actividad tectónica Tipo 1 (Tasa de movimiento >0.1 m/Ka) en la clasificación de Bull y McFadden (1977).
- Se identifica una variabilidad lateral en el comportamiento neotectónico de la FAM a través de tres criterios fundamentales: 1. Materiales a los que afecta. 2. Estructura interna del corredor, y 3. Expresión morfológica.

En función de estos criterios distinguimos los siguientes sectores con diferencias significativas de comportamiento:

#### -A. Sector H. Overa - Pto. Lumbreras:

Está asociado a la zona de elevado relieve de la sierra de Las Estancias a pesar de que durante el Mioceno no constituyó un límite de la sedimentación. Asimismo, presenta un único plano de deslizamiento principal con una geometría de arco al coincidir con la terminación occidental de la falla.

-B. Sector Pto. Lumbreras - Lorca: Se caracteriza por una mayor complejidad interna. Presenta varias zonas de deslizamiento principal próximas entre sí. La morfología de la Sierra al NO del mismo es más suave. Asimismo, es el sector de la FAM que presenta mayores efectos sobre las ramblas que la atraviesan. Como se tratará

en el capítulo de sismotectónica este segmento coincide con una zona que carece por completo de sismicidad instrumental.

-C. Sector entorno de Lorca: Se caracteriza fundamentalmente por constituir una estructura de dúplex de desgarre compresivo con una cinemática individualizada. Esta cinemática de tipo transpresivo provoca la elevación de un bloque de basamento limitado por dos zonas de desplazamiento principal de la FAM que se encuentran conectadas por planos N 80 de desgarre sinestroso.

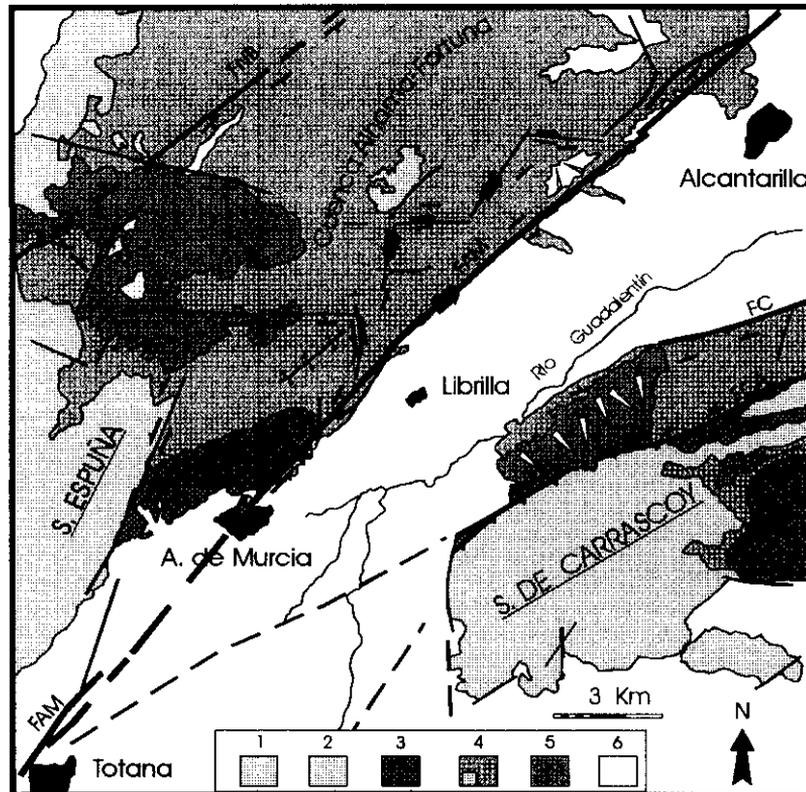
## 2.6.2. Neotectónica y tectónica activa en el sector Totana - Alcantarilla

### 2.6.2.1. Situación, geometría y antecedentes

En este tramo, la FAM limita la cuenca neógena de Alhama-Fortuna de la depresión cuaternaria del Guadalentín (Fig. 2-55). El corredor de la FAM en este sector aparece

con una única zona de desplazamiento principal que constituye un límite bastante neto para la sedimentación cuaternaria y presenta en este sector unas características geométricas y estructurales singulares:

- Entre las localidades de Totana y Alhama de Murcia la FAM se encuentra semifosilizada por los materiales cuaternarios de la depresión del Guadalentín. En este sector la FAM no está controlando el borde Sureste de la S<sup>a</sup> de Espuña sino que pasa 2 Km al Sureste de la misma. El límite de la sierra aparece estructurado por una falla N 20-30 que durante el Mioceno y el Plioceno ha controlado con movimientos de tipo normal la sedimentación al Este de la sierra (Loneragan y Schreiber, 1993).
- A la altura de la localidad de Alhama de Murcia la traza de la FAM sufre un cambio de orientación de N 45 a N 55.
- El único relieve de cierta importancia limitado por la traza de la FAM es el que forma la S<sup>a</sup> de la Muela, compuesto por conglomerados y calcarenitas tortonienses y situado al Norte de Alhama de Murcia.



**Fig. 2-55.** Mapa geológico del tramo Totana-Alcantarilla de la FAM y su entorno. 1. Basamento del Bético Interno (Alpujarride y Maláguide); 2. Carbonatos paleógenos.; 3. Conglomerados y calcarenitas tortonienses; 4. Margas y yesos del Tortoniense sup. -Messiniense; 5. Abanicos aluviales y glaciais pleistocenos; 6. Cuaternario indiferenciado.

- A la altura del tramo Librilla-Alcantarilla de la FAM pero al otro lado de la depresión del Guadalentín, se sitúan dos fallas de gran actividad cuaternaria: son las fallas de Carrascoy y de Cañaricos (Fig. 2-55). Estas fallas controlan el límite entre la depresión del Guadalentín y la S<sup>a</sup> de Carrascoy.

La neotectónica asociada a este tramo de la FAM ha sido estudiada desde dos puntos de vista. Por un lado Montenat et al. (1990d) estudiaron la estratigrafía del borde Sureste de la cuenca de Alhama-Fortuna y del borde Norte de la S<sup>a</sup> de Carrascoy. Por otro lado, Silva et al. (1992d) y Silva (1994) estudiaron, desde varios puntos de vista, la neotectónica y tectónica activa tanto de la FAM como de las fallas de Carrascoy y de Cañaricos como límites activos de la depresión del Guadalentín.

Del primero de los estudios se obtiene el control ejercido por movimientos verticales de la FAM durante buena parte del Mioceno, tanto en lo que se refiere a la naturaleza como a la distribución de las distintas unidades y formaciones sedimentarias. En este sentido, se destacan las siguientes observaciones de tipo tectosedimentario:

- A: Determinan la existencia de dos series diferentes a un lado y otro de la zona de falla de la FAM. La potencia de la serie neógena al Norte de la FAM es de 1.080 m mientras que al Sur solo alcanza algo más de 600 m.
- B: El Tortonense inferior esta ausente en el borde Norte de la S<sup>a</sup> de Carrascoy.
- C: Describen al Norte de la FAM y a techo del Tortonense un tramo de conglomerados cuyos cantos presentan litologías metamórficas que no están presentes ni en la S<sup>a</sup> de Carrascoy ni en S<sup>a</sup> de Espuña. Además, su potencia disminuye hacia el NO hasta desaparecer.
- D: En el borde Norte de dicha sierra los depósitos pelágicos del Tortonense superior están muy poco desarrollados mientras que al Norte de la FAM superan los 400 m de potencia.
- E: En el borde Norte de S<sup>a</sup> de Carrascoy identifican una potente serie de conglomerados finmessinienses que, sin embargo, están ausentes en el borde Sur de la misma.

Estas diferencias en el depósito a un lado y otro de la FAM apoyan la existencia, durante el Mioceno inferior y parte del medio, de una zona emergida en el interior de la actual depresión del

Guadalentín. Asimismo, la naturaleza de los depósitos de edad Tortonense superior y el Messiniense, adosados al Norte de la S<sup>a</sup> de Carrascoy, indican que esta Sierra no comenzó a formarse y emerger hasta el Plioceno.

Tanto el estudio geofísico de Gauyau et al. (1977) como el estudio gravimétrico llevado a cabo en el presente trabajo, y descrito en el Capítulo 2.7, apoyan la existencia en el interior de la depresión del Guadalentín de una zona de basamento en profundidad levantado en la vertical de la FAM. Este basamento podría representar el relicto de ese antiguo macizo del Guadalentín.

Del estudio de Silva (1994) se deduce una mayor actividad neotectónica y especialmente cuaternaria de las fallas del borde Sur de la depresión del Guadalentín que de la propia FAM. Esta mayor actividad se deduce tanto del valor de índices geomorfológicos de actividad de frentes de montaña, como del mayor grado de deformación que presentan los abanicos aluviales cuaternarios que se adosan a la falda de la S<sup>a</sup> de Carrascoy. En este sentido, y usando esos criterios, Sirva et al. (1992d) clasificaron el frente de montaña del Norte de Carrascoy como de Clase 1 (tasa de movimiento > 0.1 m/Ka) dentro de la clasificación de clases de actividad tectónica de Bull y Mcfadden (1977), mientras que al tramo Alhama-Alcantarilla de la FAM se le asigna dentro del Clase 2 (tasa de movimiento < 0.03 m/Ka).

#### 2.6.2.2. Materiales afectados por la Falla de A. de Murcia

..... A lo largo de su recorrido en este sector, la FAM afecta a una secuencia de materiales similar a la estudiada en el sector Lorca-Totana:

#### **Mioceno**

- 1: Conglomerados, areniscas y margas del Tortonense inferior y medio. Forman la S<sup>a</sup> de la Muela al Norte de Alhama de Murcia.
- 2: Yesos estratificados del Tortonense superior y Messiniense. Aparecen incluidos en la zona de falla verticalizados y cizallados en el sector SO mientras que la deformación es menos intensa en la zona central y NE.
- 3: Margas, arenas y conglomerados continentales messinienses. Están implicados en la zona de falla en la mayor parte de su recorrido y en

algunos puntos incluso verticalizados.

### **Plioceno**

-4: Arenas y conglomerados.

### **Cuaternario**

-5: Depósitos aluviales. Están deformados en pocos puntos. Generalmente están ausentes de la zona de cizalla por erosión.

#### 2.6.2.3. Fracturación y cinemática del sector Totana-Alcantarilla de la FAM

A partir de la cartografía así como de reconocimientos de campo se han identificado tres direcciones de fracturación preferente que controlan la deformación de los materiales neógenos y cuaternarios tanto en la zona de falla de la FAM como en su entorno. Destacan entre ellas:

-Fallas N 20-35 con movimientos polifásicos normales y sinistrosos. Estas fallas controlan el borde Sureste de S<sup>a</sup> España con movimientos distensivos intramiocenos (Lonergan y Schreiber, 1993). Asimismo, el edificio volcánico de Barqueros de 7 m.a. de edad y tipo lamproítico (Fuster et al., 1967; Bellon et al., 1983), parece asociado a la apertura de fallas de este sistema. Gauyau et al. (1977) identificó en su estudio gravimétrico saltos de componente vertical en estas fallas. Además de la actividad distensiva, presentan arrastres de tipo desgarre sinistoso que afecta a los conglomerados y a los yesos tortonienses.

-Fallas N 90-100 con movimientos de desgarre dextrosos y/o inversos. Estas fallas controlan los afloramientos de los materiales pleistocenos (Fig. 2-55). Además, parecen articularse con las N 35 formando bloques con cinemática individualizada.

-Fallas N 45-55. Constituyen la zona de desplazamiento principal de la FAM y presentan criterios cinemáticos de movimiento de desgarre sinistoso y movimiento inverso con componente sinistoso. Deforman materiales miocenos, pliocenos y cuaternarios. En el flanco Sur de la S<sup>a</sup> de la Muela, y siempre al Norte de la FAM, aparecen fallas normales de dirección N 45 que rompen los niveles conglomeráticos tortonienses (Fig. 2-56).

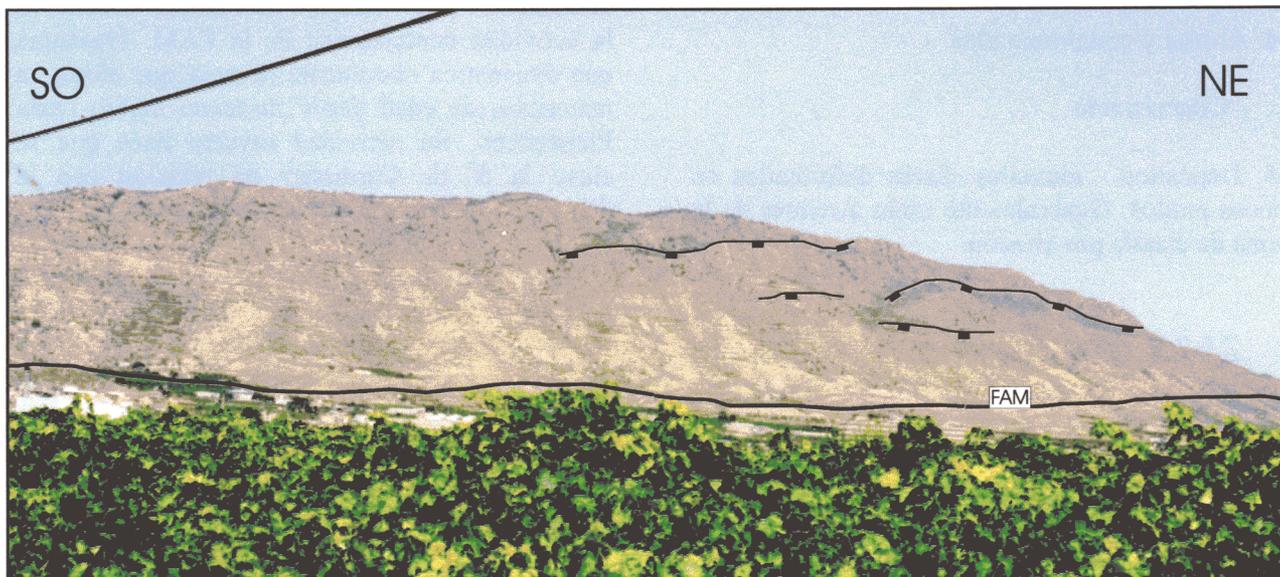
-Fallas N 55-65 de Carrascoy y Cañaricos. Estas fallas se sitúan al otro lado de la depresión del Guadalentín pero influyen de manera notable en la actividad neotectónica de la FAM. Presentan una cinemática claramente inversa que afecta a materiales de edad desde mioceno medio hasta Pleistoceno. Su actividad inversa hace que se eleve la S<sup>a</sup> de Carrascoy en relación con la depresión cuaternaria del Guadalentín.

La interpretación cinemática y dinámica considerada para esta fracturación es semejante a la descrita en el tramo Huercal Overa-Lorca. Todos los sistemas de fracturación que hemos descrito y sus cinemáticas son coherentes con un campo de esfuerzos compresivo con un acortamiento variable entre NNE-SSO y NO-SE. Solo las fallas N 50 normales son incoherentes, aunque podrían explicarse del mismo modo que se hizo con las fallas equivalentes estudiadas en el sector Lorca-Totana.

#### 2.6.2.4. Análisis e interpretación morfotectónica

En el modelo digital del terreno de la Fig. 2-57 se puede apreciar la traza de la FAM entre las localidades de Totana y Alcantarilla. En el tramo Totana-Alhama de Murcia apenas si limita relieves. El único relieve significativo que controla se sitúa al SE de su traza. Entre Alhama y Librilla la componente inversa del movimiento explica la elevación de la S<sup>a</sup> de la Muela formada por materiales del Tortoniense inferior y medio que aparecen a cotas muy por encima de los materiales messinienses del resto de la cuenca Alhama-Fortuna. A partir de Librilla y hasta Alcantarilla, el control sobre el relieve de la FAM es de nuevo escaso. Ello parece indicar que el salto vertical durante el Plioceno y el Cuaternario ha sido menor en este sector que en otros tramos de la falla.

En los tres perfiles topográficos de la Fig. 2-57 aunque más claramente en el A y el C, se observa la misma tendencia regional de inclinación del relieve hacia el SE que se vio en el análisis morfotectónico del sector Lorca-Totana. En este caso, sin embargo, la FAM apenas induce ninguna modificación en esa tendencia. Es la actividad reciente de la falla de Carrascoy y la consiguiente elevación de la S<sup>a</sup> de Carrascoy la que rompe dicha tendencia.



**Fig. 2-56.** Vista frontal de la Sierra de la Muela, con la localidad de Alhama de Murcia al pie. Se observan varias fallas normales rompiendo las calcarenitas tortonienas en el bloque levantado de la sierra que está controlada en su base por la actividad de La FAM.

La disposición de la red fluvial cuaternaria aparece menos distorsionada por la falla que en otros sectores. Se aprecia, sin embargo, una disposición de los canales predominantemente paralela a la FAM al NO de la misma aprovechando la estructuración de los materiales miocenos. En el interior de la depresión del Guadalentín, el curso del río se encuentra adosado a los miocenos del borde NO de la S<sup>a</sup> de Carrascoy. La dirección rectilínea de su cauce, paralela a la FAM indica el posible control tectónico ejercido por ésta. Es también interesante destacar el drenaje en sentido inverso a la dirección de la corriente del río Guadalentín (hacia el NE) que presentan las ramblas de Algeciras y Librilla. Este fenómeno es respuesta a una compleja dinámica fluvial pleistocena inducida por los movimientos tectónicos verticales relativos entre el valle del Guadalentín y de las sierras circundantes (Silva, 1994).

También es interesante anotar el fuerte encajamiento que presenta la Rba. de Librilla en los depósitos cuaternarios de la depresión del Guadalentín. En el corte topográfico B de la Fig. 2-57 observamos que ese encajamiento coincide con una zona ligeramente más elevada de la superficie topográfica inclinada hacia la S<sup>a</sup> de Carrascoy (Fig. 2-57). Ello parece indicar la existencia de un basculamiento o flexura hacia el SE controlada por la actividad conjunta de la FAM y de la falla de Carrascoy que induce ese encajamiento. Además, ese basculamiento favorecería la migración del cauce del río Guadalentín hacia el borde de la S<sup>a</sup> de Carrascoy.

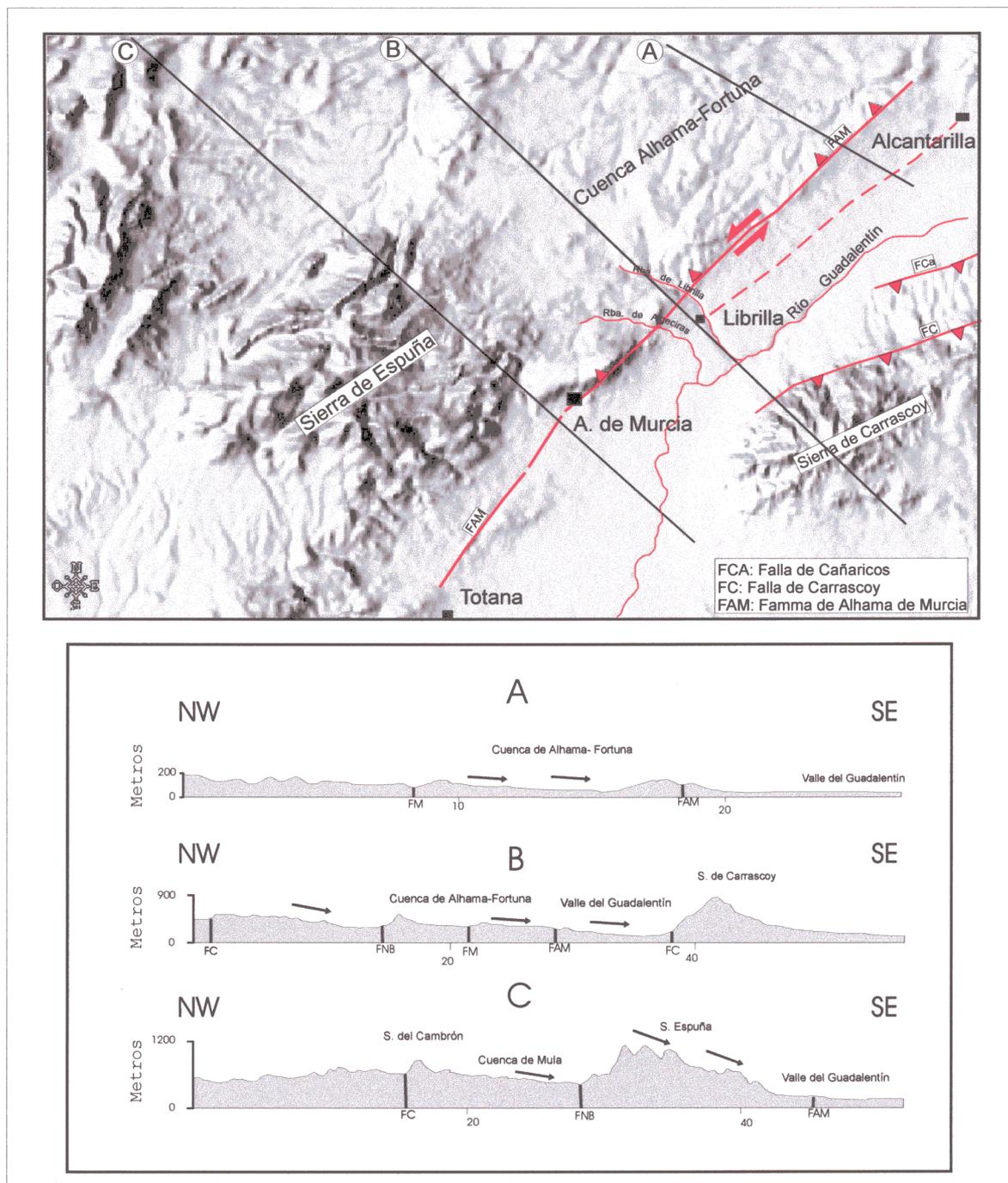
En el sector aquí estudiado, como antes se señaló, la tasa de movimiento cuaternario y, en general, el grado de actividad reciente es claramente inferior a la del resto de la FAM. Existen dos hechos morfológicos asociados a la

S<sup>a</sup> de Carrascoy que explican la variación lateral en el comportamiento de la misma en este sector. Estos hechos se resumen en:

-A: La propia formación y crecimiento de la S<sup>a</sup> de Carrascoy, que tal y como se cito anteriormente y como muestran los trabajos de tipo tectosedimentario realizados con anterioridad, se produjo durante el Plioceno y el Cuaternario. Su elevación está asociada al movimiento inverso de la

falla de Carrascoy. El movimiento vertical absorbido por ella no se transfiere hacia el Norte.

-B: La posición de la S<sup>a</sup> de Carrascoy a un lado de la depresión del Guadalentín coincide con la posición al otro lado, del tramo de la FAM que menor control sobre el relieve presenta, debido a una menor tasa de actividad reciente en la vertical.



**Fig. 2-57.** Modelo digital del terreno del entorno del tramo Totana-Alcantarilla de la FAM sobre el que se marca la posición de los perfiles topográficos A, B y C.

2.6.2.5. Resumen y conclusiones

- Los distintos sistemas de fracturación con actividad durante el período neotectónico y su cinemática son coherentes con la existencia de una dirección de acortamiento horizontal variable entre NO-SE y NNE-SSO.
- La formación y evolución de la S<sup>a</sup> de Carrascoy, así como su posición respecto a la FAM, parecen indicar que en este sector de la FAM, parte importante del acortamiento horizontal cuaternario es absorbido por la falla de Carrascoy en la formación y elevación de la S<sup>a</sup> de Carrascoy. La FAM presenta por ello un menor grado de actividad cuaternaria en este sector de la FAM y menor que la propia falla de Carrascoy.
- Al igual que ocurría para el tramo Huerca - Lorca, en este tramo de la FAM parece observarse variabilidad lateral en el comportamiento neotectónico y actual. Utilizando los mismos criterios que en aquel caso, podemos diferenciar tres sectores que parecen presentar distintas tasas de movimiento durante el período neotectónico. Un primer sector entre Totana y A. de Murcia; un segundo sector entre Alhama y Librilla y un tercero entre Librilla y Alcantarilla.
- El menor grado de actividad de la FAM implica la menor creación de relieve durante el cuaternario desde Alhama de Murcia hacia el NE.

**ABRIR CAPÍTULO 2.7**

