

Deformación activa en el Pirineo Central:

La falla Norte de la Maladeta y otras fallas activas

María Ortuño Candela



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 3.0. Spain License.**

Grup de recerca en Riscos Naturals -RISKNAT-
Departament de Geodinàmica i Geofísica
Facultat de Geologia
Universitat de Barcelona

Deformación activa en el Pirineo Central: la falla Norte de la Maladeta y otras fallas activas

Tesis doctoral

presentada por

María Ortuño Candela

Para optar al título de Doctora en Ciencias de la Tierra
bienio 2002-2004

Barcelona, Octubre 2008

Dr. Pere Santanach Prat
Director

María Ortuño Candela
Doctoranda

Esta tesis se ha realizado en el marco del proyecto *Estudio Paleosísmico mediante Isótopos Cosmogénicos* (EPIC, Ref.: BTE2002-00324), el programa Consolider-Ingenio 2006 (proyecto CSD20006-0041 “*Topo-Iberia*”) y una Acción Integrada (HF02-4).



A Candela, a quien vi, más vale pronto que nunca, emocionada con la invención de un *mandala lingüístico*.

A Edu, Pascual y Ana, que como ella, han estado en la retaguardia de ésta búsqueda, de esta aventura.

Y a Oscar, por *desconfigurarme* con su luz, todas las figuras.

*En recuerdo de quienes perdieron la vida defendiendo la libertad del pueblo en la ocupación maqui de la **Val d'Aran** (1944) y a los presos del franquismo que fueron sometidos a trabajos forzados de construcción de embalses en la zona de la **Maladeta**.*

Entonces, la Península Ibérica se movió un poco más, un metro, dos metros, como probando fuerzas. Las cuerdas que servían de testigos, lanzadas de borde a borde, como hacen los bomberos en las paredes que presentan brechas y amenazan venirse abajo, se rompieron como simples cordeles, algunas más sólidas arrancaron de raíz los árboles y los postes a los que estaban atadas. Hubo luego una pausa, se sintió pasar por los aires un gran soplo, como la primera respiración profunda de quien respira, y la masa de piedra y tierra, cubierta de ciudades, aldeas, ríos, bosques, fábricas, matos bravíos, campos de cultivo, con su gente y sus animales, empezó a moverse, barca que se aleja del puerto y apunta al mar otra vez desconocido.

José Saramago, *La balsa de piedra*

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis refleja el trabajo que he hecho junto a un número importante de personas, junto con las que he aprendido, me he formado, y con las que estoy sin duda en deuda.

En aquests anys, ha sigut una sort tenir com a director de tesi a un gran geòleg, el Pere Santanach. Gràcies per la teva complicitat científica i les bones idees, la teva paciència amb mi i per totes les hores de feina que han fet més fàcil de pair aquest document. Per la tasca que ha suposat aquest treball, ha sigut molt important comptar amb l'ajuda i el referent d'en Nué Vilaplana, en Raimon Pallàs, de l'Eulàlia Massana i d'en Jaume Bordonau. Gràcies a tota la gent que treballa al Departament de Geodinàmica i Geofísica de la UB i que, dia a dia, fa que l'ambient sigui tan bo. Gràcies a la colla de becaris, perquè entre uns i altres s'ha anat mantenint la comissió de festes i xerinoles varies. En especial a la Marta, la Joana, la Núria i en David, que em van donar un cop de mà en aquest món de "carto digital" que al principi m'era tan desconegut. Gràcies a l'Òscar Fernández, que em va piratejar la música de "Britos-Valdés", la banda sonora més escoltada durant les nits d'estudi.

Gracias a los compañeros de despacho con los que ha sido un placer compartir alegrías (mas) y penurias (menos); en Gerard, la Ximena, el Carlos, la Patricia, l'Oriol i en Xavi. Con el Hector Perea i el Angel Rodés, "me tocó la lotó". Gracias por toda la ayuda en estos años, por la calidez y calidad humanas y por vuestra amistad. Y a Albeiro Rendon, por su compañerismo en los primeros años de tesis, en los que "un colombiano me paseaba por Catalunya".

Entre las líneas de esta tesis encontrarás el resultado de un trabajo conjunto de geólogos de muy diversa procedencia.

El trabajo de paleontología lo hice con la ayuda de en Carles Martín, de Gonzalo Jiménez (gracias por el polen!) y de Edoardo Marinetto. Vull agrair a la gent del Dept. De Paleontologia de la UB que em va facilitar el treball de laboratori (Alejandro Gallardo, Rosa Domènech) i als estudiants que van compartir amb mi hores de lupa (Pati, Joanillo i Joan).

La experiencia audiomagnetotelúrica se la debo a Anna Martí, Pilar Queralt i Juanjo Ledo, con quien es una suerte poder trabajar y cargar con esos trastos por el alto Pirineo. Y la experiencia cosmogénica a los miembros del grupo EPIC. Mes remerciements plus sincères à Didier Bourlès, Régis Braucher et Julien Carcaillet par leur dévouement à ma formation et les bons moments passés à la montagne et au laboratoire. Gracias a Francho, Pedro y a Jesus por invitarme a estudiar trincheras en lugar inverosímiles y sobre todo, por dejar que indagara en el interior de ellas después de no haber ayudado a cavarlas. Gracias a Juan Cruz por "resucitar cadáveres" y por entusiasmarse con el lac de Barrancs.

Gracias a J.P. por los consejos para "tunear" los mapas, y a todos los que revisasteis algún capítulo de esta tesis (Alex Ribò, Roger J.de Marfa, Marisnakis, Antonio, Simona y, en especial, a Victoria Alonso).

A Steve Evans i Giovanni Crosta, a quien estoy muy agradecida por la oportunidad que me dieron de trabajar en las Coast Mountains y en la Bicocca. Thanks so much, Steve, for shearing your references and even “your” helicopter. I hope you like this “new version” of Hell Creek fault’s origin.

Gràcies a la gent que fa possible que el Centre de Recerca d’Alta Muntanya segueixi. En especial a en Ramon i la Marina, i a la colla de ambientòlegs i biòlegs amb qui vaig coincidir (Montse, Maggi, Estel, Albert , Artur...).

“¿Que hubiera sido de mi si no me hubiera adoptado un gueto de maños?”. Mil gracias a Clara, Sara, Nuria, y a Fabio. Mapi, ya verás como me aprendo de memoria tus referencias....

Finalmente, decir que este trabajo no hubiera sido posible sin los mimos de los compañeros del poble de Sant Andreu y de lucha social (C.S.O.A l’Hamsa, el Brot i Kan Llimona). En especial al Uri y a los cuñaos, a la Martica y a la Ágata, al Pablo, a la Gallega y a la Mirta. Y cómo no, a mi tía Mila, que tanto me cuidó en los retiros que hice en su casica de la huerta.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Motivación de la tesis y antecedentes en la zona de estudio (Pirineo Central).....	1
1.1.1. Estudios de la sismicidad histórica.....	1
1.1.2. Sismotectónica.....	4
1.1.3. Estudios de neotectónica.....	5
1.2. Objetivos específicos de la tesis.....	6
1.3. Método y estructura de la tesis.....	7
1.4. Contexto geológico y geomorfológico.....	9
1.4.1. Los Pirineos y el orógeno pirenaico.....	9
1.4.2. Límites del área de estudio.....	10
1.4.3. El macizo de la Maladeta.....	11
1.4.4. Configuración del paisaje actual. Neógeno y Cuaternario.....	13
2. CONTEXTO NEOTECTÓNICO.....	17
2.1. Los Pirineos: zona de deformación lenta	
2.1.1. Contexto geodinámico a partir de datos geológicos	17
Pirineos Occidentales	18
Pirineos Orientales	18
Pirineo Central	21
Tasas de deformación y tasas de exhumación	22
2.1.2. Distribución de esfuerzos a partir de datos instrumentales	23
Sismicidad al Este y al Oeste del macizo de la Maladeta	24
Otros indicadores actuales: datos de nivelación y GPS	26
2.1.3. Estructuras sismogénicas con expresión geomorfológica	26
Pirineos Occidentales	26
Pirineos Orientales	27
2.2. Estudios de neotectónica en zonas de alta montaña y deformación lenta	
2.2.1. Dificultades del estudio	28
Altas tasas de erosión y ventana temporal de observación	28
Marcadores geomorfológicos y naturaleza de los escarpes	28
2.3. Recapitulación.....	29
3. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD.....	31
3.1. Identificación de fallas activas a partir del análisis de la sismicidad.....	31
3.1.1. Análisis de eventos particulares para la localización de fuentes sismogénicas.....	32
Análisis macrosísmico.....	32
Análisis del registro instrumental.....	32
3.1.2. Análisis del conjunto de la sismicidad.....	33
3.2. Análisis de macrosísmico.....	34
3.2.1. Método de Gasperini.....	34
3.2.2. Resultados.....	36
Terremoto de <i>Vielha</i> , 19 de Noviembre de 1923.....	36
Existencia de fallas en la zona.....	37
Perspectivas futuras; generación de sismogramas sintéticos.....	38

Terremoto de la <i>Ribagorça</i> , 3 de Marzo de 1373.....	38
Existencia de fallas en la zona.....	39
3.3 Análisis del conjunto de la sismicidad instrumental.....	40
3.3.1. Elección del catálogo.....	40
3.3.2. Análisis de la distribución de la sismicidad.....	43
Distribución geográfica de los epicentros y distribución en profundidad de los hipocentros.....	43
Eventos mayores.....	43
Eventos menores.....	43
Relación magnitud-frecuencia.....	49
Relación de Gutenberg-Richter para el entorno del macizo de la Maladeta.....	49
3.4. Recapitulación.....	53
4. ANÁLISIS GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO.....	55
4.1. Método de trabajo.....	55
4.1.1. Fotointerpretación y análisis básico de mapas topográficos y ortofotos.....	55
4.1.2. Reconocimiento de campo y recogida de datos.....	57
4.1.3. Digitalización de la cartografía y análisis topográfico del modelo digital del terreno.....	58
4.2. Rasgos neotectónicos y principales marcadores geomorfológicos.....	58
4.2.1. Superficies de aplanamiento.....	58
Antecedentes.....	58
Cartografía y análisis topográfico.....	59
4.2.2. Dislocación de las superficies de aplanamiento y facetas triangulares.....	67
Facetas triangulares asociadas a la FNM.....	67
4.2.3. Traza de la FNM y desplazamiento asociado.....	75
4.2.4. Escarpes en las laderas rocosas.....	76
Clasificación geométrica de lineamientos.....	77
Lineamientos rectilíneos en el basamento (lineamientos rectilíneos).....	78
Marcadores geomorfológicos y desplazamiento aparente.....	79
4.3 Materiales afectados por o relacionados con la actividad de fallas.....	83
4.3.1 Depósitos de <i>Prüedo</i>	83
Localización y estado de los afloramientos.....	83
Relación con la actividad de la FNM.....	85
4.3.2 Materiales glaciares o postglaciares.....	85
Formas de estudio.....	86
4.4. Recapitulación.....	88
5. FALLA NORTE DE LA MALADETA Y ORIGEN TECTÓNICO DE LA CUENCA DE PRUEDO.....	89
5.1. Antecedentes.....	89
5.1.1. Edad y naturaleza de los depósitos.....	91
5.2. Estudio estratigráfico de los depósitos de <i>Prüedo</i>	91
5.2.1 Descripción estratigráfica de los depósitos de <i>Prüedo</i>	91
Series estratigráficas.....	93
Correlación de las localidades.....	94
5.2.2. Ambiente de depósito y área fuente.....	99
Ambiente de depósito.....	99

Área fuente	100
5.2.3. Deformación de los depósitos.....	101
5.2.4. Edad de la serie.....	104
Muestreo para una nueva datación	104
5.3. Bioestratigrafía	104
5.3.1 Análisis bioestratigráfico con micromamíferos.....	104
Muestreo	105
Tratamiento de las muestras	105
Tría de microfósiles	106
Resultados.....	106
5.3.2 Análisis polinológico.....	106
Tratamiento de las muestras	106
Clasificación de ejemplares fósiles.....	106
Resultados.....	107
5.3.3 Análisis carpológico	108
Tratamiento de las muestras	109
Determinación taxonómica de ejemplares fósiles	109
Acotación de la edad de la serie	110
5.3.4 Conclusiones acerca de la edad y la condiciones paleoambientales	114
5.4 Estructura en profundidad: estudio magnetotelúrico.....	114
5.4.1. Prospección geofísica aplicada al estudio de fallas activas; técnica audio- magnetotelúrica	114
Fundamentos teóricos del método magnetotelúrico	115
5.4.2. Campaña de AMT en la zona de estudio.....	117
Equipo utilizado y características de los registros.....	118
5.4.3. Resultados y modelización	119
Modelización de la distribución de resistividades del subsuelo	119
Distribución de resistividades e interpretación geológica.....	122
5.5 Modelo genético para la semifosa de <i>Prüedo</i> y su relleno sedimentario	126
5.5.1 Interpretación del conjunto de datos de AMT, geológicos y geomorfológicos....	126
Modelo deposicional	126
Origen de la Cuenca de <i>Prüedo</i> y relación con la superficie de aplanamiento	127
Dimensiones de la Cuenca de <i>Prüedo</i> y geometría en planta.....	128
5.5.2 Salto vertical máximo acumulado por la FNM	128
5.5.3 Tasa de desplazamiento	130
Tasa de desplazamiento vertical.....	130
Tasa de desplazamiento real.....	130
5.6. Recapitulación.....	131
6. ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN ACTIVA EN ZONAS DE ALTA MONTAÑA	133
6.1 Introducción.....	133
6.2 Revisión de los estudios realizados sobre escarpes en alta montaña.....	134
6.2.1. Primeras descripciones	134
6.2.2. Primeros modelos de deformación propuestos.....	135
6.3 Deformación gravitacional lenta de laderas: definición y clasificación.....	142
6.3.1. Definición de deformación gravitacional lenta de laderas	142
Términos semejantes	143
Uso de los términos “ <i>Sackung</i> ” y DGPL.....	144
6.3.2 Clasificaciones existentes	145

6.3.3 Propuesta para la clasificación de la deformación gravitacional lenta de laderas	148
6.4. Caracterización del fenómeno de deformación gravitacional	151
6.4.1. Factores condicionantes y desencadenantes	151
6.4.2. Aspectos estructurales y geomecánicos	154
Avances en la caracterización estructural	154
Modelos de deformación	154
6.4.3. Tasas y estilos de deformación observados	158
Sondeos y prospecciones	158
Topografía de alta precisión	158
Excavación de trincheras y obtención de edades de exposición	159
6.5 Efectos de la descarga superficial en la vertical (efectos postglaciares)	159
6.6. Deformación activa	165
6.6.1. Tipos de deformación activa	166
Tipos intermedios	166
Fallas compuestas	168
6.7 Recapitulación	169
7. DETERMINACIÓN DEL ORIGEN DE LINEAMIENTOS RECTILÍNEOS EN EL BASAMENTO	171
7.1. Introducción	171
7.2. Desplazamiento real o desplazamiento aparente	172
Contrastes de erosionabilidad	172
Lineamientos rectilíneos que “desplazan” superficies erosivas	175
Lineamientos rectilíneos generados por modelado glaciar y periglaciar	175
7.3. Propuestas para distinguir escarpes producidos por diferentes tipos de deformación activa	178
7.3.1. Criterios morfológicos cuantitativos	179
Pendiente y desnivel	179
Longitud de ruptura	182
Desplazamiento acumulado	182
Variación del desplazamiento con la longitud	183
Longitud vs. desplazamiento máximo	183
Profundidad de la deformación	187
Espesores de hielo estimados	188
7.3.2. Criterios morfológicos cualitativos	189
Paralelismo con las curvas de nivel, asociación a otras formas típicas de <i>Sackung</i> , curvatura y continuidad	189
7.3.3. Criterios estructurales cuantitativos	191
Desplazamiento acumulado y tasas de desplazamiento	191
Orientación con respecto al campo de esfuerzos actual	193
7.3.4. Criterios estructurales cualitativos	194
Texturas y estructuras en el basamento	194
Estilo de la deformación de depósitos y formas recientes	197
7.3.5. Acotación temporal del movimiento y otros criterios	200
7.3.6. Combinación de criterios	202
Disposición estructural y morfología de la ladera	202
Escarpes rectilíneos aislados y de gran continuidad	204
7.4. Recapitulación y propuesta de una clasificación genética de los lineamientos rectilíneos.	208

8. LINEAMIENTOS RECTILÍNEOS EN EL MACIZO DE LA MALADETA	211
8.1 Interpretación genética de los escarpes	211
8.1.1 De la clasificación geométrica a la clasificación genética	211
Tipos genéticos considerados	211
8.1.2 Valoración del componente erosivo-meteórico	213
Resistencia diferencial	213
8.1.3 Identificación de fallas activas y determinación de la naturaleza de éstas	224
Estudio morfométrico de la variación del desplazamiento (D) del escarpe a lo largo de la longitud (L) de su traza	224
Otras posibles fallas activas	233
8.1.4. Deformación gravitacional lenta	233
Casos de DGPL identificados por la asociación de formas	234
DGPL identificados por disposición de la estructura	245
Localización de la deformación gravitacional lenta de laderas respecto a la actividad glaciar	256
Localización de la deformación gravitacional lenta de laderas respecto a la FNM y la zona de concentración de la sismicidad instrumental	257
Casos de DGPL en otras partes del Pirineo	257
8.2 Control de la edad: Estudio piloto de la aplicación de los isótopos cosmogénicos.....	258
8.2.1 Interpretación de formas y depósitos	258
8.2.2 Datación con ¹⁰ Be	259
Principios básicos	259
Aplicación a la deformación activa	259
8.2.3 Estudio piloto en el barranco de <i>Ballibierna</i>	260
Descripción del muestreo	260
Tratamiento y medición del ¹⁰ Be	260
Resultados	263
Cronología de la deformación en <i>Ballibierna</i>	264
8.3 Modelos de funcionamiento; Convergencia morfológica y fallas compuestas	265
8.3.1 Actividad neotectónica y deformación gravitacional profunda en el escarpe de Coronas	265
8.3.2 Escarpes en <i>Barrancs</i> y en el Barranco de <i>Ballibierna</i>	268
Viabilidad de la formación de escarpes por recuperación elástica	268
8.3.3 DGPL en el macizo del Aneto (sector occidental de la Maladeta)	269
8.3.4 Sistema de fallas <i>Rius-Cabanes</i> ; reactivación de fallas antitéticas en el bloque levantado de la FNM	272
8.4 Recapitulación	274
9. IMPLICACIONES Y DISCUSIÓN	277
9.1. Fallas sismogénicas y parámetros sísmicos	277
9.1.1 Relaciones de Wells y Coppersmith (1994)	277
Resultados	278
9.1.2 Revisión de los datos mediante otras relaciones	280
Relaciones de Stirling et al. (2002)	280
9.1.3 Ciclo sísmico y periodo de recurrencia	281
Segmentos coincidentes (casos c)	282
Segmentos no coincidentes (casos a y b)	284

9.1.4 Potencial sismogénico de fallas postglaciares	286
9.2 Peligrosidad sísmica	286
9.3 Otros riesgos geológicos. Relación entre la deformación gravitacional lenta de laderas y la actividad sismogénica.....	288
9.3.1 Alta concentración de casos de deformación gravitacional lenta de laderas en la Maladeta	288
9.3.2 Peligrosidad geológica asociada a la deformación gravitacional lenta de laderas.....	289
9.4 Evolución morfotectónica de la zona. Relieve y exhumación.....	290
9.4.1 Paleoaltitudes en base a datos bioestratigráficos.....	290
Estimaciones en la zona de la Maladeta	290
Levantamiento inferido en los Pirineos Orientales	291
Discusión	291
9.4.2 Historias de exhumación basadas en termocronología.....	292
Exhumación diferencial.....	292
9.4.3 Superficies de aplanamiento en los Pirineos y levantamiento postorogénico	295
Generación de las superficies a baja cota y posterior levantamiento	295
Generación de las superficies en altitud	296
9.4.4 ¿Se ha dado o no, un levantamiento de la zona de estudio desde el Mioceno superior?	296
Levantamiento isostático debido a la descarga erosiva.....	297
Otras causas del levantamiento.....	297
9.4.5 Causas e implicaciones de la actividad de la falla norte de la Maladeta.....	298
Levantamiento diferencial y peso de la litosfera	298
10. CONCLUSIONES.....	301
GLOSARIO	305
ENGLISH ABSTRACT	309
BIBLIOGRAFÍA	313

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. MOTIVACIÓN DE LA TESIS Y ANTECEDENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO (PIRINEO CENTRAL)

En el seno de los Pirineos, en la región limítrofe de las provincias de Lleida y Huesca con Francia, han tenido lugar dos terremotos históricos destructivos cuyas fuentes son desconocidas. Se trata de una región de alta montaña en la que se ha dado una acelerada expansión urbanística durante los últimos cincuenta años y en la que, aprovechando los desniveles topográficos, se han construido grandes presas hidroeléctricas.

La posibilidad de que ocurra un nuevo sismo destructivo hace inminente la necesidad de reevaluar el riesgo sísmico y de que éste sea tenido en cuenta en la gestión territorial y sobre todo, en la planificación civil. Para ello, un aspecto clave, que constituye la motivación principal de esta tesis, es localizar y caracterizar las estructuras capaces de generar terremotos, de modo que puedan ser consideradas en el estudio de la peligrosidad sísmica.

Hasta la fecha, el Pirineo Central no ha sido objeto de ningún estudio específico dedicado a esta tarea. No obstante, existen varios trabajos precursores realizados por miembros del *Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona* que han servido de punto de partida para emprender esta búsqueda. En el inicio de la investigación ha sido fundamental contar con el análisis sismológico e historiográfico de los dos terremotos destructivos ocurridos en la región, investigación impulsada en la segunda década de los 80 por el *Servei Geològic de Catalunya*.

1.1.1. Estudios de la sismicidad histórica

En los últimos 800 años, dos terremotos destructivos han afectado los Pirineos Centrales; el terremoto de la *Ribagorça* (1373) y el terremoto de Vielha (1923). Los epicentros de ambos terremotos se localizan entre el valle del Ésera (Huesca) y el valle de Arán (*Val d'Aran*, Lleida), sin que se hayan identificado hasta la fecha, las estructuras que los provocaron. El periodo instrumental en Cataluña comienza a principios de siglo XX con la instalación de dos observatorios sismológicos, el del EBRE y el de FABRA en 1905 y 1907 respectivamente. Desde la instalación de estos sismógrafos, en esta área se han registrado numerosos terremotos de menor intensidad, algunos de los cuales han sido sentidos por la población. Se trata de una de las zonas de los Pirineos de mayor sismicidad histórica junto con la región de Lourdes (Francia) y la región volcánica de Olot (Girona), que también han sido afectadas por sismos destructivos importantes (Fig.1. 1).

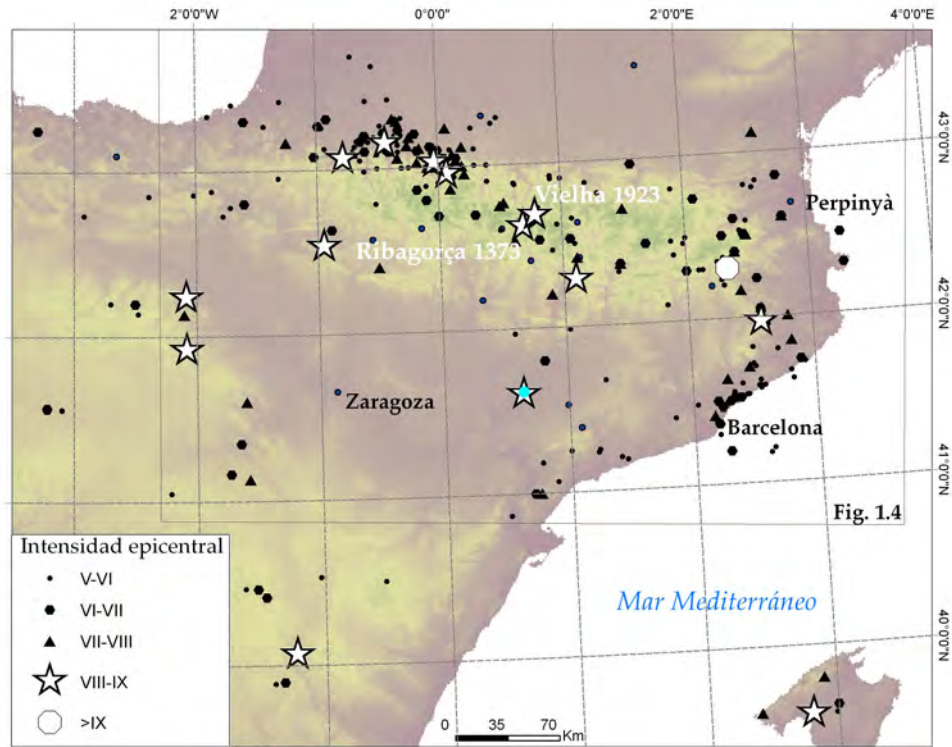


Fig.1. 1. Sismicidad histórica en el NE de la Península Ibérica. Datos de intensidad (I) obtenidos del IGN (2006) y modificados para los terremotos de 1373 y 1923, para los cuales se han utilizado las localizaciones de Susagna et al. (1994) y Olivera et al. (2006). Se han representado únicamente los sismos de $I \geq V$. Se ha señalado el área geográfica representada en la Fig. 1.4.

El terremoto de la Ribagorça, 3 de Marzo de 1373

Al final del siglo XIV, la región epicentral del terremoto de la *Ribagorça* (3.3.1373) (en ocasiones referido como *terremoto de la Edad Media*) era una zona muy despoblada. Sin embargo, al tratarse de una zona fronteriza del Condado de la *Ribagorça* (Corona de Aragón), estaba dotada de importantes fortificaciones. Se trataba además, de uno de los centros de expansión de la religión cristiana en Europa en el que se estaban construyendo, desde el siglo XII, importantes iglesias románicas. Junto con otros datos, los daños experimentados en estas edificaciones por causa del terremoto de 1373 han quedado recogidos en diversos archivos históricos y han servido de base para la localización y la estimación de las intensidades asociadas. El trabajo de recopilación y evaluación de estos datos realizado por Olivera et al. (1994, 2006) considera documentos de la época y documentos elaborados por historiadores varios siglos después. De este trabajo ha resultado un conjunto de 21 datos de intensidades (Fig. 1. 2.) que varían entre IV y IX (correspondiente a la intensidad epicentral $I_0 = VIII-IX$) y la localización del epicentro del terremoto ($42^{\circ}38' N, 0^{\circ}41' E$) determinada con una incertidumbre de 50 km.

El análisis de la distribución de los daños ha permitido a los autores asignar al terremoto una magnitud macrosísmica de $M_R = 6,2$ y una profundidad hipocentral de ~ 16 km (entre 10 y 20 km). Entre otros efectos naturales, el terremoto produjo caídas de rocas y alteraciones hidrogeológicas, provocando un número desconocido de muertes (Olivera et al., 2006).

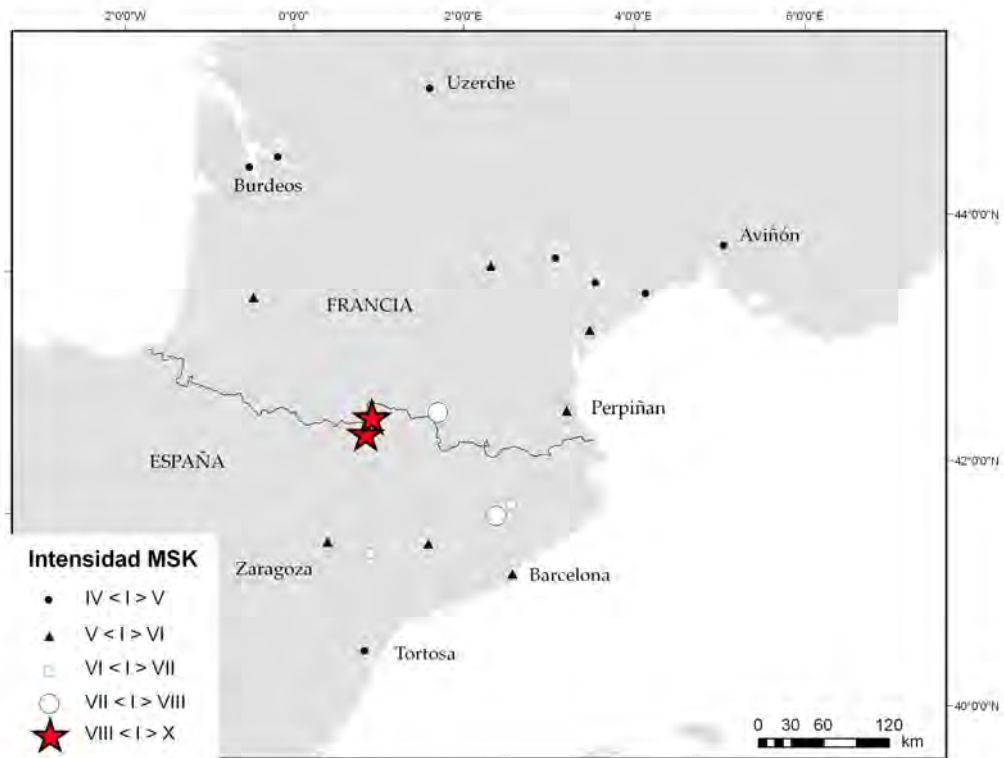


Fig.1. 2. Intensidades asociadas al terremoto de la *Ribagorça* (3.3.1373). Datos de intensidad facilitados por Carme Olivera (IGC). Nótese que el sismo fue percibido hasta a 350 km del epicentro.

El terremoto de Vielha, 19 de Noviembre de 1923

Cuando se produjo el terremoto de Vielha (19.11.1923), en la región de Cataluña estaban activos dos observatorios sismológicos: Ebre (Tarragona) y Fabra (Barcelona). Los registros del sismo en estas estaciones, junto con el de la estación de París, han sido restaurados, analizados y utilizados por Susagna et al. (1994) para determinar una magnitud local asociada de $M_l=5.6$. Esta magnitud es coherente con la magnitud macrosísmica $M_R=5.7$ obtenida a partir de los datos del observatorio de Toledo (Samardjieva et al., 1998). Además de los observatorios sismológicos, se había establecido en la región una red humana de observadores encargados de documentar los efectos producidos por los terremotos. Gracias a esos testimonios, se han podido estudiar las intensidades del terremoto de Vielha con un detalle excepcional para la época. En la actualidad se conocen 520 datos de intensidad (Fig.1. 3), recopilados y evaluados por Susagna et al. 1994 a partir de los catálogos locales, españoles y franceses. De las distancias epicentrales de estos puntos se ha derivado una profundidad hipocentral de 5 km. El terremoto no produjo muertes aunque sí importantes daños en las construcciones, siendo el sismo de mayor intensidad ocurrido en Cataluña desde la Edad Media.

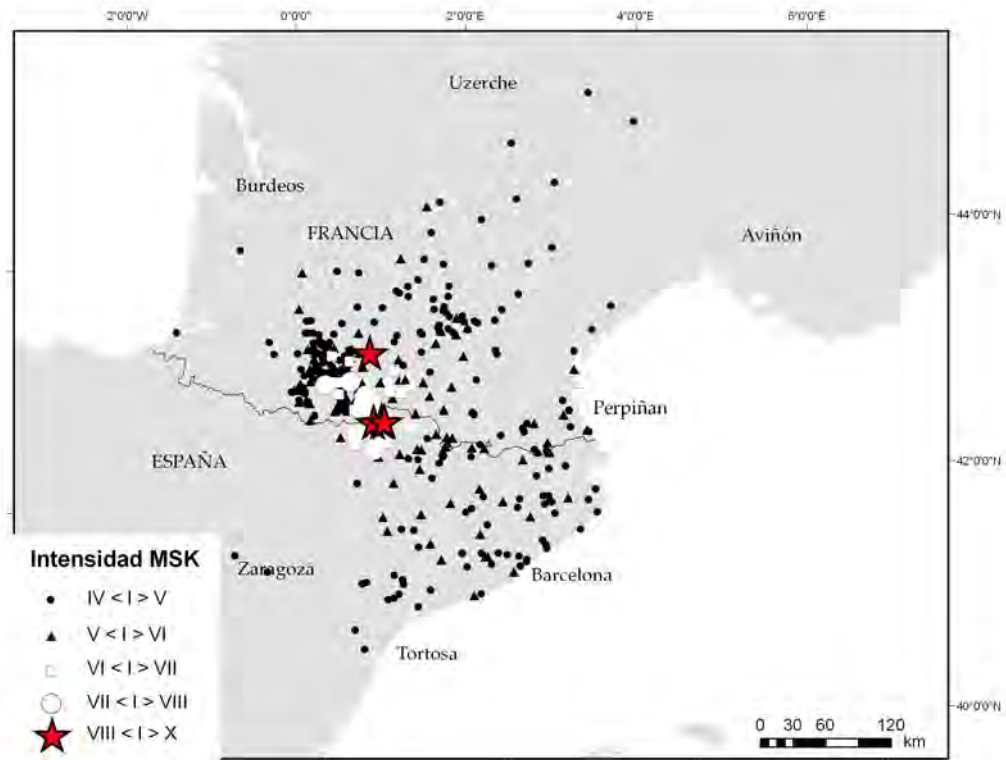


Fig.1. 3. Intensidades asociadas al terremoto de Vielha (19.11.1923), datos facilitados por Teresa Susagna (IGC).

1.1.2. Sismotectónica

La zona de estudio corresponde a uno de los picos de mayor sismicidad de los Pirineos, tanto histórica (Fig. 1.1) como instrumental (Fig. 1.4.). La concentración y alineación de la microsismicidad en el Macizo de la Maladeta ha sido ya destacada en varios trabajos (Souriau y Pauchet, 1998; Souriau et al. 2001; Olivera y Fleta, 1996), que atribuyen los terremotos a fracturas en el interior del macizo sin poderlos asociar a ninguna estructura de orden mayor. La distribución de los hipocentros de los eventos ocurridos entre 1989 y 1996 en un corte N-S no presenta una tendencia determinada y muestra un límite inferior para los eventos localizado a 12 km, profundidad que podría corresponder con el límite inferior de la corteza sismogénica (límite corteza frágil/dúctil) en la zona (Souriau y Pauchet, 1998) (Fig.1. 4). La escasez de terremotos de magnitud moderada-grande en las últimas décadas no permite caracterizar el tipo de tectónica ni el régimen de esfuerzos de la zona a partir de mecanismos focales. Sólo han sido publicados los mecanismos focales de dos de los terremotos de intensidad moderada (ambos $M=4$) ocurridos en el entorno del macizo (Nicolas et al., 1990; Souriau et al., 2001), no pudiéndose derivar de ellos de forma fiable el estado de esfuerzos asociado (Souriau et al., 2001).

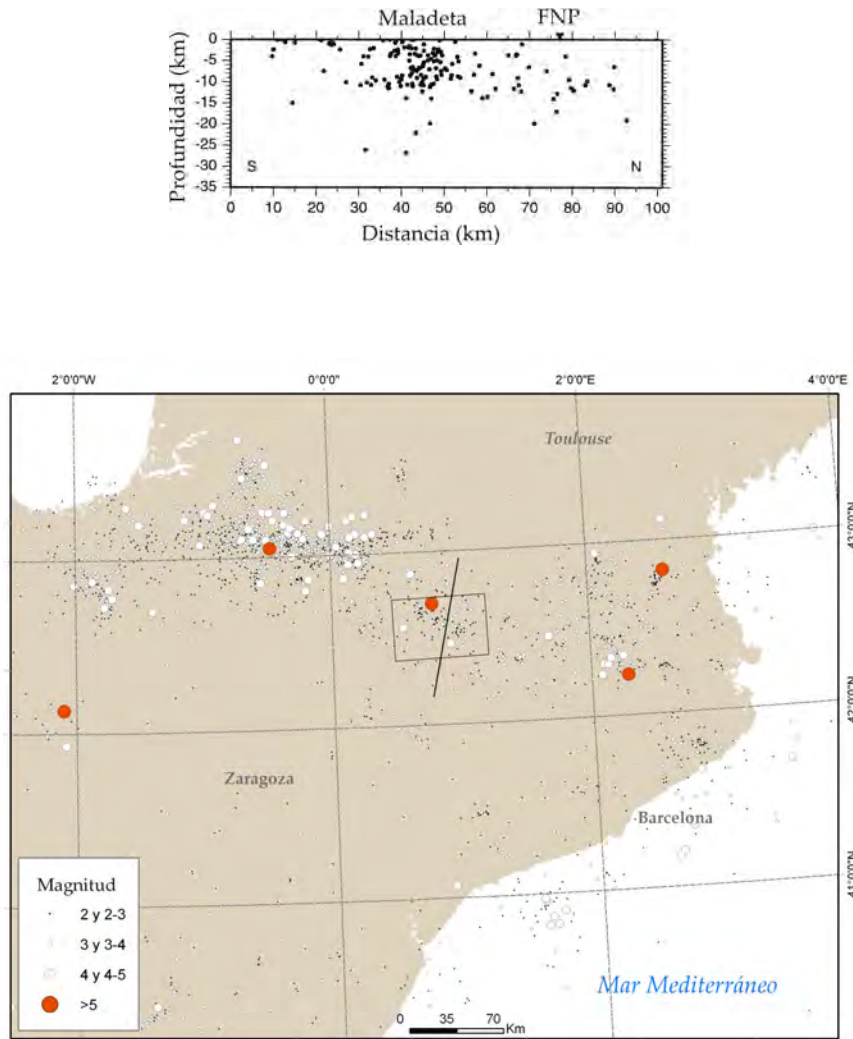


Fig.1. 4. **Arriba:** Corte NS con los hipocentros en el macizo de la Maladeta para el periodo 1986-1996, modificado de Souriau y Pauchet (1998). FNP, falla Norpirenaica. **Abajo:** Microsismicidad en el NE de la Península Ibérica para el periodo 1979-2005 (Catálogo IGN, 2006). El área geográfica representada puede localizarse en la Fig. 1.1.

1.1.3. Estudios de neotectónica

Los trabajos antecedentes a esta tesis sobre neotectónica en la zona de la Maladeta son los de Bordonau (1985), Bordonau y Vilaplana (1986) y Moya y Vilaplana (1992). Bordonau (1985) y Bordonau y Vilaplana (1986) documentan ejemplos de inestabilidad de laderas en la Sierra de Hurno (valle del *Nere*), que también interpretan como resultado de la deglaciación. Los autores describen un caso de posible falla neotectónica en el *Port de Vielha* (falla del *Port de Vielha*), que relacionan con la reactivación de la Falla Norte de la Maladeta (FNM). Bordonau (1985) describe otro caso más de deformación gravitacional en *Baricauba*, ~ 5 km al N de Vielha.

Por otra parte, Moya y Vilaplana (1992) estudian varios escarpes de origen reciente en los valles de Barrancs y la Escaleta, en el extremo noroccidental de la Maladeta, a los cuales atribuyen actividad tectónica postglaciar y elevadas tasas de desplazamiento vertical (1,6-1,3 mm/a).

Aunque en esta tesis se ha hecho una interpretación distinta del origen de los escarpes, estos trabajos se consideran interesantes debido a los aspectos que en ellos se introducen. Así, Bordonau y Vilaplana (1986) llaman por primera vez la atención sobre la posible reactivación neotectónica de la FNM, tema que constituye el eje del bloque III de esta tesis. Por su parte, Moya y Vilaplana (1992) abordan el tema de la erosión glaciaria como mecanismo generador de escarpes en la región y proponen unos criterios geométricos básicos para distinguir esos escarpes de escarpes generados por neotectónica. En el bloque IV, se realiza una discusión detallada sobre los diferentes mecanismos generadores de escarpes en alta montaña en la que se considera el papel de la erosión y se revisan y proponen criterios para determinar el potencial sísmico de éstos.

1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS DE LA TESIS

El trabajo que aquí se presenta parte de la hipótesis de que los terremotos destructivos ocurridos en el Macizo de la Maladeta y su entorno o, al menos, el de 1373 ($M=6,2$, Olivera et al., 2006), se produjeron por la actividad de fallas que tienen expresión en superficie. La tesis tiene como finalidad la identificación y caracterización de fallas sísmicas en esta zona mediante el estudio geológico y la comprensión del contexto geodinámico en el que estas estructuras son activas. Con ello, se pretende contribuir al conocimiento de la peligrosidad sísmica en la región a fin de que ésta pueda ser tenida en cuenta en la evaluación del riesgo sísmico. Para alcanzar tales objetivos, se han de abordar una serie de tareas que incluyen:

1. El análisis de la sismicidad histórica e instrumental.
2. La identificación y la caracterización de los elementos del paisaje (formas y depósitos)
 - a. generados por la actividad reciente de fallas
 - b. desplazados por el movimiento reciente de fallas (marcadores geomorfológicos).
3. La identificación de los fenómenos de deformación activa que pueden actuar en la zona y la evaluación de su significado sismotectónico. Esta labor se hará mediante la cartografía y análisis de las formas que puedan haber sido generadas por deformación activa y la definición de criterios para determinar cuáles son de origen neotectónico.
4. La determinación de las características geométricas (buzamiento, longitud y anchura), cinemáticas (tasas de deslizamiento y dirección de desplazamiento) y cronológicas de fallas activas y sus parámetros sísmicos (terremoto característico o máximo asociado, periodo de recurrencia).
5. La discusión del tipo de actividad, teniendo en cuenta la evolución morfotectónica de la zona y el estado de esfuerzos local y regional.

1.3. MÉTODO Y ESTRUCTURA DE LA TESIS

Las tareas planteadas en la sección anterior como objetivos específicos corresponden a etapas del método de trabajo que se ha seguido. En el capítulo 2 se hace una revisión de los trabajos de neotectónica realizados en los Pirineos y se abordan las dificultades que acompañan la búsqueda de estructuras sismogénicas en este contexto y, por extensión, en zonas de deformación lenta y alta montaña. En este capítulo se expone la necesidad de emplear un método de trabajo específico para los estudios neotectónicos realizados en este contexto. El resto del trabajo se articula en capítulos que siguen el guión de trabajo que muestra la Fig. 1. 5 aplicado a la zona de estudio. La identificación de dos indicadores de tectónica activa muy diferentes en el bloque II hace que estos pasos se sigan en paralelo en los bloques III y IV. Así, el capítulo 5 se centra en el estudio de la falla Norte de la Maladeta (FNM), estructura activa con una larga historia de desplazamiento, mientras que los capítulos 6, 7 y 8 tratan de resolver el problema de determinar el origen de un gran número de escarpes identificados en las laderas de la Maladeta. Esta última tarea ha requerido la revisión de conceptos teóricos mediante la investigación bibliográfica. El trabajo ha llevado a la propuesta de definiciones terminológicas, una clasificación de la deformación gravitacional lenta de laderas y la selección de criterios para poder determinar la naturaleza de los escarpes cartografiados.

Al final del trabajo, el bloque V recoge las conclusiones de la investigación, la implicación de sus resultados y las recomendaciones acerca de un trabajo futuro en la zona de estudio o en zonas análogas.

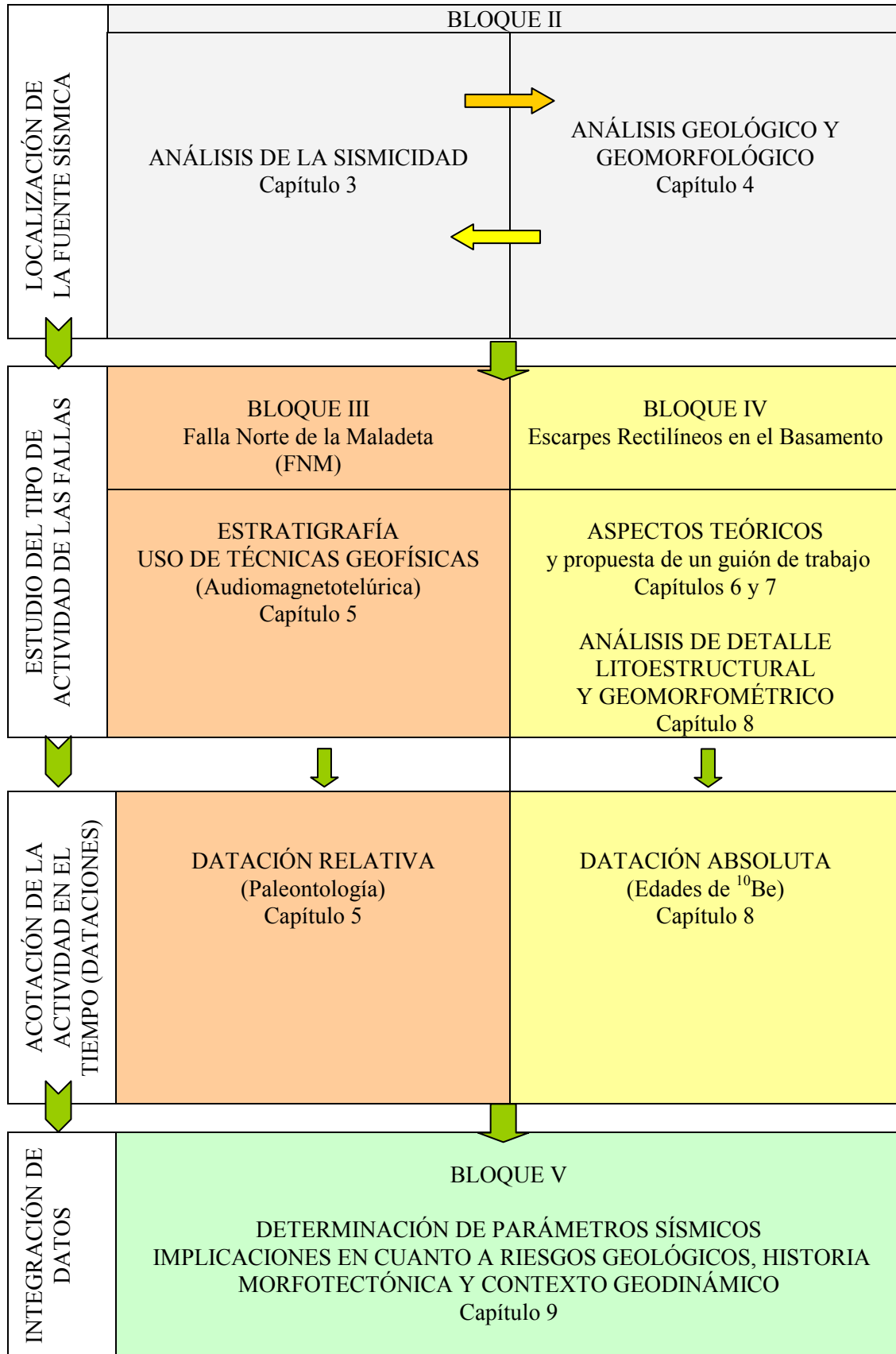


Fig.1. 5 Estudio geológico de fallas activas. Método de trabajo y estructura de la tesis.

1.4. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

1.4.1. Los Pirineos y el orógeno pirenaico

Orogenia alpina

Los Pirineos son un orógeno alpino de doble vergencia norte-sur formado por la convergencia de las placas Ibérica y Euroasiática durante el Mesozoico-Cenozoico (Choukroune y ECORS, 1989; Muñoz, 1992). La colisión produjo un acortamiento de la corteza de hasta ~150 km (Muñoz, 1992) y en algunas zonas, la subducción de la corteza Ibérica bajo la Europea hasta 80 y 100 km bajo la superficie topográfica actual (Muñoz, 1992; Pous et al., 1995; Souriau y Granet, 1995). La fase de máxima compresión tuvo lugar en el Eoceno-Oligoceno, hace ~40 M.a. (Beaumont et al., 2000). La convergencia, y por tanto, la estructuración compresiva, cubren un amplio periodo de tiempo. En el Pirineo Central y Oriental, este periodo abarca desde el Cretácico superior hasta finales del Oligoceno.

El orógeno pirenaico abarca desde el frente meridional de los Alpes en la Provenza (Francia), hasta la anomalía 13 del océano Atlántico. Los Pirineos, no obstante, se refieren a la cordillera que se extiende desde el mar Mediterráneo al mar Cantábrico, y desde el límite meridional de la cuenca de Aquitania (frente de deformación norte) hasta el límite septentrional de la cuenca del Ebro (frente de deformación sur) (Fig. 1. 7). La orogenia alpina en esta zona afecta principalmente a materiales paleozoicos y mesozoicos, y en menor medida a materiales paleógenos. Los materiales paleozoicos (salvo los materiales pérmicos) forman parte del basamento varisco y fueron intensamente deformados, mientras que los mesozoicos (incluyendo el Permotriásico) y parte de los paleógenos, constituyen la cobertera y están afectados por una tectónica de cabalgamientos tipo *thin skinned*.

Tras el episodio de máxima compresión alpina, los Pirineos se han expuesto a una relajación generalizada de los esfuerzos compresivos en la que se han dado episodios de extensión y compresión localizada. Aunque la evolución postorogénica (post-máxima compresión) de los Pirineos no ha sido esclarecida aún, se sabe que este periodo comenzó durante el Oligoceno en la parte oriental y tras el Mioceno medio en la parte occidental de la cordillera. En el capítulo 2 se aborda la caracterización de acuerdo con datos geológicos e instrumentales de este periodo, que en este estudio será referido como periodo neotectónico.

Subdivisión estructural

En la subdivisión estructural de la cordillera pirenaica realizada a partir de la integración de datos geológicos y sísmicos (Muñoz, 1992) se distinguen: a) Unidades de vergencia norte que cabalgan hacia la cuenca de Aquitania; b) Láminas cabalgantes inferiores y c) Láminas cabalgantes superiores de vergencia sur, cabalgantes hacia la cuenca del Ebro (Fig. 1. 6). Esta zonación difiere parcialmente de la propuesta a principios de los años 70 por la escuela de Montpellier (Mattauer y Seguret, 1971; Choukroune y Seguret, 1973), en la que de norte a sur se distingue: el antepaís plegado norte, la Zona Norpirenaica, la Zona Axial, la Zona Surpirenaica y el antepaís plegado sur. Aunque esta subdivisión no refleja la

idea actual de la estructura de los Pirineos, algunos de sus términos, como el de “Zona Axial”, aún siguen vigentes.

La parte central de los Pirineos, donde la zona de estudio se localiza, se caracteriza por un sistema de mantos cabalgantes que se dispone en forma de doble cuña asimétrica. En la cuña norte las estructuras vergen predominantemente al norte y en la cuña sur, al sur. Ambas cuñas se componen de rocas de la cobertera y del basamento. La zona de estudio se localiza en la cuña sur, que está formada por un apilamiento de tres mantos cabalgantes; *Nogueres*, *Orri* y *Rialp* (de arriba abajo). Esta pila antiformal se formó durante la máxima convergencia alpina (Fig. 1. 6) (Muñoz, 1992; 2002) y corresponde, a grandes rasgos, con la Zona Axial pirenaica.

Los cabalgamientos que separan estos mantos son el de *Gavarnie* y el del *Orri*, ambos de vergencia sur. Estas dos estructuras son identificables en el perfil sísmico realizado en la transversal ECORS (ECORS *Pyrenees team*, 1988), a ~5 km al E del área de estudio. De la interpretación de este perfil se deduce un buzamiento al N de más de 80° para el cabalgamiento de *Gavarnie* y un buzamiento algo menor para el del *Orri*, que parece horizontalizarse cerca de la superficie (Fig. 1. 7).

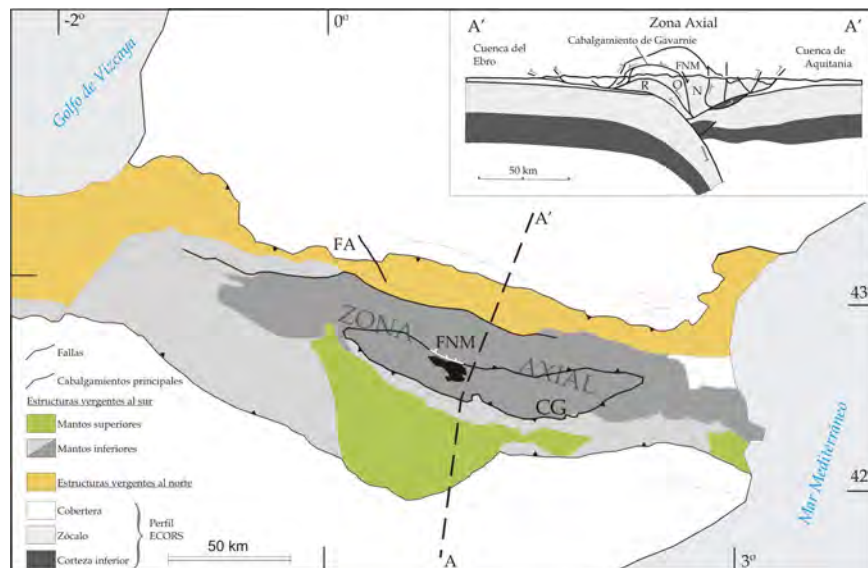


Fig.1. 6. Subdivisión estructural de los Pirineos basada en datos geológicos y sísmicos (modificado de Muñoz, 1992). El batolito de la Maladeta está indicado en negro en el centro de la figura. **Arriba derecha:** Corte geológico en la transversal A-A' derivado del perfil ECORS. **R**, manto de *Rialp*; **O** manto del *Orri*; **G**, manto de *Gavarnie*; **FA**, falla de Adour; **FNM**, falla Norte de la Maladeta; **CG**; cabalgamiento de *Gavarnie*.

1.4.2. Límites del área de estudio

El área de estudio se localiza en la parte central de la zona axial pirenaica e incluye el borde septentrional del batolito de la Maladeta y sus alrededores (Fig. 1. 7). Abarca así el área comprendida entre el valle de Bensaque (al oeste) y la Noguera Pallaresa (al este), la *Val d'Aran* (al norte) y un límite meridional definido por la alineación de la Sierra Negra (extremo sur del batolito en la zona occidental) y la zona de los lagos de *Sant Nicolau*.

La mayor parte del área estudiada se localiza en rocas plutónicas pertenecientes al batolito de la Maladeta, aunque en el estudio también se incluyen materiales meta-

mantos tectónicos diferentes entre los cuales se ha estimado un desplazamiento de hasta 100 km (Beaumont et al., 2000). Este hecho se ha obviado en diversos trabajos (Kleinsmiede, 1960; Zwart, 1979; Leblanc et al., 1994) que han considerado los batolitos de *Arties* y *Tredòs* como satélites de una intrusión principal representada por el batolito de la Maladeta.

El *dominio del Valle de Aran* corresponde al bloque superior del cabalgamiento de Gavarnie y sólo presenta una estructura principal, el *sinclinorio del Valle de Arán*, en la que están emplazados los batolitos de *Arties* y *Tredòs*. Se trata de rocas meta-sedimentarias (calizas, pizarras y areniscas) del Cambrodevónico al Carbonífero, de bajo metamorfismo, salvo en el entorno de las intrusiones, donde se alcanza metamorfismo de grado medio.

El *dominio de la Alta Ribagorza* pertenece al bloque inferior del cabalgamiento de Gavarnie. Incluye rocas metasedimentarias del Devónico al Permotriásico, con predominio de pizarras y calizas. También en este dominio el metamorfismo es de bajo grado salvo en la aureola de contacto del batolito de la Maladeta, en el que se da grado medio. Dentro de este dominio, las principales estructuras geológicas son:

- 1) *Batolito de la Maladeta.*
- 2) *Anticlinal Central.*
- 3) *Sinclinorio del Pla d'Estan.*
- 4) *Anticlinorio de Sierra Negra.*
- 5) *Sector de cabalgamientos de Castanesa.*

La zona estudiada abarca rocas pertenecientes a todas estas subunidades con excepción del *sector de cabalgamientos de Castanesa* (en el *dominio Alta Ribagorza* Fig. 1.7), que queda al sur y representa el extremo meridional de la Zona Axial.

El Batolito de la Maladeta es la unidad principal del área estudiada. La composición petrológica y la estructura del batolito han sido estudiadas en detalle por Charlet, (1979) y Arranz (1997). Abarca una extensión de ~400 km² y en él se distinguen dos unidades principales con zonación aproximadamente concéntrica de las litologías: la *unidad Aneto* (occidental) y la *unidad Boí* (oriental), compuesta según Arranz (1997) por tres bloques tectónicos (*Noguera del Tor*, *Capdella* y *Estany Gerber*). Las diferentes unidades y subunidades están separadas por zonas de deformación dúctil-frágil que han puesto en contacto niveles tectónicos distintos.

Características estructurales

Los *dominios del Valle de Arán* y *de la Ribagorza* presentan una estructura muy similar, con presencia de dos generaciones de pliegues variscos, de dirección aproximada EW, recumbentes o asimétricos y plano axial subvertical, con desarrollo de foliación alpina. Ambos dominios forman parte de la supraestructura varisca, representada por niveles superiores de la corteza que, a diferencia de los materiales de la infraestructura, están caracterizados por metamorfismo de bajo grado y no presentan foliación subhorizontal. Según García Sansegundo, (1992), las principales diferencias estructurales de estos dominios son: 1) la rotación alpina de las estructuras variscas, que en el *dominio del Valle de Arán* es muy leve mientras que en el *dominio de la Ribagorza* conlleva un fuerte buzamiento de las estructuras al S; 2) la orientación de los ejes de los pliegues de tercera fase varisca (3D), que en el *dominio del Valle de Arán* siguen la dirección 110° E y cabecean al E (30-50)° mientras que en el *dominio de la Ribagorza* siguen una directriz

EW y son subhorizontales; 3) la presencia de pliegues de orden menor NS en el *dominio de la Alta Ribagorza*.

El cabalgamiento de Gavarnie, que separa el manto de los *Nogueres* del manto del *Orrri* (así como los *dominios del Valle de Arán y de la Ribagorza*), coincide parcialmente con el límite norte del batolito de la Maladeta, tratándose del contacto tectónico entre éste y el *dominio del Valle de Aran*. Este segmento de falla se conoce como falla Norte de la Maladeta (FNM) y fue descrito por primera vez por Kleinsmiede (1960). El trazado de la FNM viene marcado por la presencia de niveles silúricos de despegue así como por unos afloramientos muy reducidos de lutitas permotriásicas (Kleinsmiede, 1960; Mattauer y Seguret, 1966). Estas lutitas están tectonizadas y afloran únicamente en la zona de falla, por lo que son referidas como niveles “pinzados” por la FNM (Fig. 1. 8). Otra estructura importante en la zona es el cabalgamiento *Puerto Picada-Valarties*, de edad tardivarisca y reactivación alpina, que separa el Anticlinorial central del *sinclinorio del Pla d’Estan*.

Arranz (1997) distingue tres tipos de estructuras principales en el Batolito de la Maladeta; zonas de milonitización, bandas de cizalla y fracturación postvarisca. La identidad de estas estructuras ha sido objeto de discusión (Leblanc et al., 1994; Evans et al., 1998; García Sansegundo y Poblet, 1999). Arranz (1997) atribuye las zonas de milonitización y las bandas de cizalla a una etapa tardía de la orogenia varisca y sugiere que las bandas de cizalla han podido rejugarse durante la etapa alpina, mientras considera que la fracturación frágil es alpina y neotectónica. Debido al paralelismo entre muchas de estas estructuras y la zonación petrológica del batolito, puede que se trate, en parte, de zonas de falla relacionadas con tectónica de emplazamiento. La distribución y orientación de estas estructuras se tratan en mayor detalle en el capítulo 8.



Fig. 1.8. Corte geológico de la zona axial en la transversal N-S que incluye la Maladeta (tomado de García Sansegundo, 2004).

1.4.4. Configuración del paisaje actual. Neógeno y Cuaternario

Los elementos del paisaje más relevantes del área de estudio son el resultado del encajamiento de la red fluvio-glaciaria, que ha borrado las huellas de las morfologías precuaternarias salvo en la zona nororiental del macizo, en la que se han preservado relictos de una superficie de aplanamiento precuaternaria que se estudian en esta tesis. A los procesos fluviales actuales se suma una importante acción periglaciaria y la ocurrencia de movimientos de masa frecuentes. En algunas zonas de basamento calcáreo, han tenido lugar procesos kársticos importantes que han dado lugar a la formación de dolinas y colpasos localizados.

Estudios específicos

No existe ningún trabajo general que contemple la geomorfología del área estudiada en su totalidad. No obstante, se pueden encontrar estudios geomorfológicos referidos a zonas comprendidas en ella; en la parte occidental, Martínez de Pisón (1989) realiza un estudio detallado del valle de Bensaque y Lampre (1998) y Vilaplana (1983), de los valles de *Ballibierna* y *Llauset* respectivamente. Copons (1994) analiza la geomorfología de este sector centrándose en el último ciclo glaciar y en la pequeña edad de hielo. En la parte oriental, en el sector de la *Bonaigüa*, Gutiérrez y Peña (1981) han estudiado en detalle los glaciares rocosos y otras formas periglaciares. La geomorfología del *Val d'Aran* y de la *Noguera Pallaresa* es contemplada en los trabajos de Kleinsmiede (1960) y Zandvliet (1960) respectivamente mientras que Vilaplana (1983) se centra en el modelado glaciar de la *Alta Ribagorça*.

Encajamiento de la red fluvial y glaciar

La Maladeta alberga los picos de mayor altitud de los Pirineos (Aneto, 3404 m, pico Maladeta, 3308 m). Este hecho se debe a razones estructurales y litológicas; la zona de estudio se localiza en la pila antiformal que constituyen las láminas cabalgantes inferiores en el interior de la cordillera y es donde afloran las litologías más resistentes de los Pirineos. La alineación de cimas E-W coincide, sólo en parte, con la divisoria principal de aguas que separa la vertiente Atlántica de la Mediterránea.

El paisaje actual de la Maladeta es, principalmente, el resultado de la excavación de los glaciares pirenaicos durante el Cuaternario. Estos glaciares, de tipo alpino, tuvieron aquí su máximo desarrollo (Calvet, 2004). En la actualidad, en el macizo de la Maladeta, se conservan tres glaciares de circo relictos: el glaciar del Aneto, el glaciar de la Maladeta y el glaciar de Coronas, que junto con otros glaciares pirenaicos constituyen los más meridionales de Europa. Al modelado glaciar se suma la acción de procesos periglaciares, muy activos en la actualidad, y la superposición de la red fluvial. Este conjunto de procesos ha creado un relieve muy encajado, de grandes pendientes y desniveles de hasta 2000 m entre el fondo del valle y las cimas.

El porcentaje de área en que aflora el basamento es muy elevado y corresponde a los fondos de circo, a las crestas (aristas y *horns*) y a las laderas de los valles más elevados. Los valles que bordean el macizo (*Val d'Aran* y secundarios, Valle del Ésera, *Noguera Pallaresa*) y el valle de la *Noguera Ribagorçana*, que divide el macizo por la mitad, aún conservan la forma glaciar en U y presentan a menudo hombreras glaciares indicativas de la dimensión de las lenguas glaciares en el último máximo glaciar. La mayoría de los valles en el interior y en torno al macizo, así como las cubetas de sobreexcavación, presentan un fuerte control estructural. Las laderas de estos valles se encuentran cubiertas por bosques en la parte periférica, de menor altitud, y en las zonas más elevadas, por canchales y suelos sin arbolado (muchos de ellos almohadillados o afectados por soliflucción).

Sobre esta orografía se han formado multitud de lagos y zonas de turbera, y se han impuesto los fenómenos de deformación de ladera y procesos fluviales de alta energía (fluvio-torrencial), dando lugar a saltos de agua y a barrancos muy encajados.

Como en la mayoría de los paisajes glaciares, se da un predominio de las formas erosivas. Aún así, la retirada de los hielos ha dejado un importante número de depósitos glaciares y fluvioglaciares (Fig. 1. 9). Los complejos glacio-fluvio lacustres y los depósitos glaciares pertenecientes a la última glaciación han sido documentados principalmente en los valles de la *Noguera Ribagorçana* (Vilaplana, 1983; Vilaplana et al. 1986; Bordonau, 1992) y en la *Val d'Aran*. La acción de procesos modeladores de alta energía, tanto

glaciares como fluvioglaciares, ha sido muy desfavorable para la preservación de materiales recientes anteriores al último máximo glaciar. Con todo, y aunque el afloramiento es reducido, en la *Val d'Aran* se localizan los materiales Neógenos más occidentales descritos en la zona axial: los *depósitos de Prüedo* (Jelgersma, 1957; De Sitter y Zwart, 1962; Zwart, 1979), cuyo estudio forma parte del capítulo 5.

	<i>Glaciares</i>	<i>Fluviales y fluvio-torrenciales</i>
<i>Formas erosivas</i>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Circos glaciares (rodeados de aristas y horns) 2. Valles en U (hombreras glaciares) 3. Cubetas de sobreexcavación 4. Collado de transfluencia- difluencia 5. Lomos glaciares 6. Rocas aborregadas 	Valles en V Saltos de agua Barrancos-Gargantas
<i>Formas de depósito</i>	<ol style="list-style-type: none"> 1. Morrenas 2. Tills 3. Conos proglaciares 4. Glaciares rocosos 5. Complejos glacio-lacustres 	Terrazas fluviales Complejos fluvio-lacustres Turberas Conos de deyección Abanicos aluviales

Fig. 1. 9. Elementos del paisaje glaciar y fluvial más relevantes de la zona de estudio

CAPÍTULO 2

CONTEXTO NEOTECTÓNICO

2.1. LOS PIRINEOS: ZONA DE DEFORMACIÓN LENTA

La evolución post-orogénica de los esfuerzos en los Pirineos no se ha podido determinar con claridad a pesar del creciente número de trabajos al respecto. Tras la fase de máxima compresión alpina, que se dio entre el Eoceno superior y el Oligoceno, se inició en los Pirineos un periodo de disminución generalizada de los esfuerzos compresivos que se prolongó hasta el Mioceno inferior (Beaumont et al., 2000). El periodo de relajación tectónica (que corresponde al periodo neotectónico) comienza en el Oligoceno en la parte Oriental, y en el Mioceno medio en la parte Occidental de la cordillera. El final de la etapa compresiva en la parte central de la Cordillera está situado en torno a los 25-20 M.a., momento del que datan los últimos cabalgamientos en el antepaís meridional (Meigs y Burbank, 1997; Sinclair et al., 2005). Desde entonces y bajo la perspectiva de la evolución orogénica, los Pirineos corresponden a un sistema inactivo (postorogénico) (Lynn, 2005), donde la convergencia entre las placas Ibérica y Europea es prácticamente nula y la actividad a favor de estructuras tectónicas no supone el principal factor de control en la macromorfología. Sin embargo, evidencias tanto geológicas como sísmicas muestran que la actividad tectónica, aunque atenuada, ha continuado en varias partes de la cadena.

En la actualidad, los Pirineos corresponden a una zona de deformación lenta; como se detallará en este capítulo, las evidencias de ello son la sismicidad moderada, las medidas de deformación horizontal a partir de datos de GPS y las tasas de deformación acumulada en estructuras activas durante el Cuaternario. Las tasas de deformación horizontal a través de la cordillera no superan 1 mm/a, por lo que se espera que las tasas de desplazamiento en estructuras individuales sean $\ll 1$ mm/a.

A continuación se presenta una recopilación de datos sobre la cinemática reciente y actual de los Pirineos que muestra la dificultad de determinar el contexto neotectónico de la zona de estudio. En el capítulo se exponen los principales problemas que acompañan este tipo de estudios en los Pirineos y por extensión, en contextos de deformación lenta y alta montaña.

2.1.1. Contexto geodinámico a partir de datos geológicos

Las evidencias geológicas de deformación post-orogénica documentadas hasta la fecha sugieren que se ha dado una segmentación oeste-este de la cordillera que ha determinado que los Pirineos Occidentales y los Orientales hayan estado dominados por esfuerzos de diferente orientación; En la parte occidental, las evidencias de deformación han sido interpretadas como el resultado de una compresión N-S o NW-SE según los autores. En cambio, la parte oriental ha experimentado un episodio extensivo en relación al *rifting* neógeno del Mediterráneo occidental, seguido, en algunos sectores, de compresión N-S.

Haciendo un promedio de las observaciones geológicas realizadas en 16 afloramientos, Herraiz et al. (2000) proponen un tensor de esfuerzos regional desde el Mioceno superior con el esfuerzo máximo (σ_1) vertical y el esfuerzo mínimo (σ_3) paralelo a la cordillera.

Pirineos Occidentales

A pesar de ser en la actualidad la zona de la cordillera en la que se registran los sismos más importantes, en los Pirineos Occidentales se han observado pocas evidencias geológicas de tectónica reciente. Estas evidencias se localizan en la zona de Lourdes (1, en Fig.2. 1), en la que han ocurrido 2 sismos históricos destructivos (1660 y 1750) y varios sismos instrumentales de $M > 5$ (1969, 1980), y corresponden a la reactivación de fallas cretácicas de orientación E-W paralelas a la falla Norpirenaica (Fig.2. 1). Dicha reactivación es explicada a través de dos aproximaciones distintas; Por una parte Alasset y Meghraoui (2005) atribuyen una componente inversa con bloque sur cabalgante a la falla de Lourdes, de 50 km de expresión geomorfológica cuaternaria a lo largo de tres segmentos de ~17 km de longitud. A partir de estudios paleosismológicos y geofísicos, los autores infieren que la falla de Lourdes ha causado terremotos de $M \sim 6,5$ durante el Holoceno y que es probablemente la falla sismogénica responsable del terremoto destructivo ocurrido en la región en 1660.

En la zona central de este sistema, donde se localiza el epicentro del terremoto de *Arudy* ($M = 5,1$, 29.2.1980), Nivière et al. (2006) y Dubos-Sallée et al. (2007) proponen un modelo sismotectónico diferente basado en el análisis de la sismicidad y en la interpretación de la estructura geológica. Para estos autores, la sismicidad de la zona de *Arudy* puede explicarse mediante la formación de una estructura en flor (*pop-up structure*) de orientación E-W en respuesta a un desgarre dextro. Esta configuración se genera ante una orientación de la convergencia primero ortogonal y después oblicua (NW-SE) a estructuras pre-existentes (fallas normales E-W) y representa una fuente sísmica de 25-30 km capaz de generar terremotos de $M = 6,5$. La acomodación superficial de la deformación mediante fallas normales propuesta por estos autores podría explicar la componente extensiva del tensor de esfuerzos obtenido por Gallart et al. (1985) y Rivera y Cisternas (1990) para la crisis sísmica de *Arudy*.

Es interesante mencionar que a unos 4-5 km al S de este sistema, en los macizos calcáreos de *Jaout* y *Pierre Saint Martin*, Hervouët (1997) y Klarica et al. (2001) han descrito la reactivación tectónica posterior al Mioceno superior de fallas normales e inversas afectadas por procesos kársticos. La estrecha relación de los sistemas de fracturas con la topografía ha llevado a estos autores a interpretar las fallas normales localizadas en las crestas como resultado de una extensión gravitacional en altitud, posterior a la compresión alpina y reflejo del levantamiento de los Pirineos y el encajamiento de los valles. La reactivación de estas fallas parece estar restringida a niveles muy superficiales (Klarica et al., 2001), de lo que podría deducirse que carecen de potencial sismogénico destructivo y que en todo caso, podrían ser estructuras secundarias cuya actividad ha estado favorecida por la ocurrencia de sismos de $M > 6$ en la región.

Pirineos Orientales

En los Pirineos Orientales el número de evidencias de tectónica reciente observadas es notablemente mayor. A grandes rasgos, la evolución tectónica de este sector puede diferenciarse en dos periodos: Un primer periodo a partir del límite Oligoceno-Mioceno marcado por el desarrollo de cuencas extensivas y transtensivas según una extensión entre NW-SE y WNW-ESE (Juliá y Santanach, 1980; Cabrera et al., 1988; Philip et al. 1992;

Arthaud y Pistre, 1993; Roca, 1996; Goula et al., 1999) seguido, desde el Plio-cuaternario hasta la actualidad, por un periodo en el que el máximo esfuerzo horizontal tiene dirección N-S y en el que se ha situado la actividad de fallas de diversa orientación (Fig.2. 1 y Fig.2. 2) (Briais et al., 1990; Philip et al., 1992; Grellet et al.1994; Ferrer et al., 1999; Goula et al. 1999; Fleta et al., 2001).

Las cuencas oligo-miocenas comentadas presentan orientaciones diversas y se encuentran confinadas por sistemas de fallas normales, entre las que destacan las fallas de *Empordà*, de *Tech*, de *Amer* (o *Brugent*) y el sistema *Têt-Cendanya-Conflent* (Fig.2. 1 y Fig.2. 2), considerado el límite occidental de la extensión en esta región pirenaica (Goula et al., 1999). La actividad neógena en estas fallas se ha explicado mediante cinemáticas de desgarre seguidas o acompañadas de régimen normal y/o régimen inverso (Calvet, 1985; Cabrera et al, 1988; Briais et al. 1990; Grellet et al. 1994; Roca 1996; Goula et al. 1999).

La mayoría de las cuencas terciarias del Pirineo Oriental (Ej.: *Empordà*, *Roselló*) se formaron durante un periodo de extensión relacionado con el *rifting* que tuvo lugar durante el Oligoceno-Mioceno superior en el Mediterráneo occidental y están estrechamente relacionadas con la evolución de sectores próximos al Pirineo como son la Cordillera Costero-catalana (Ej.: Cuenca del *Vallès-Penedès* y *El Camp*) y el surco de Valencia (Anadón et al. 1979; Fontboté et al., 1990; Roca y Guimerà, 1992; Grellet et al., 1994; Cabrera y Calvet, 1996; Roca et al., 1999). El adelgazamiento cortical asociado al *rifting* produjo el levantamiento isostático de la parte continental de esta área de los Pirineos (Vergés et al. 1996; Lewis et al. 2000; Calvet y Gunell, 2008). También en esta área, en el macizo de *Millas*, en el de *Querigut* y en el de *Alberes* (Francia) se han descrito fallas con movimientos verticales (Lagasquie, 1984; Calvet, 1985; Arthaud and Pistre, 1993), parte de cuya actividad se enmarca en este periodo distensivo. Por otra parte, causas diversas, como una anomalía térmica en el manto (Calvet y Gunell, 2008) o la crisis salina messiniense (Mauffret et al. 2001) han sido sugeridas como responsables del levantamiento continuado en las zonas cercanas a la costa durante el Mioceno-Plioceno.

En la falla de *Tech* se han encontrado evidencias de actividad tectónica que datan del Mioceno medio, del Plioceno inferior-medio y del Cuaternario (Cabrera et al., 1988; Calvet, 1985; Briais et al., 1990; Grellet et al., 1994; Roca y Guimerà, 1996, Goula et al., 1999). La actividad neógena en la falla de *Têt* comprende desde el Mioceno hasta el Plioceno superior (Grellet et al., 1994; Roca, 1996; Delcaillau et al., 2004) mientras que la actividad en la falla neógena de *Amer* se prolonga hasta tiempos cuaternarios (Ferrer et al., 1999; Fleta et al. 2001, Perea, 2006).

En algunas localidades, la extensión neógena está acompañada de vulcanismo mio-plioceno, como el asociado a la cuenca del *Empordà* o a la Selva, o cuaternario, como es el caso del vulcanismo asociado a la zona de Olot (Donville 1973, Martí et al., 1992, 2001) (Fig.2. 2).

Respecto a actividad post-glacial, Turu y Planas (2005) documentan la existencia de actividad neotectónica asociada a la fosa de *Urgellet* (Alt Urgell, Lleida), al graben de Escaldes y la falla de *Merens* (Andorra). La actividad en *Urgellet* y *Escaldes* parece controlada por movimientos verticales que afectan a tills y terrazas cuaternarias. La falla de *Merens*, que no ha sido estudiada en detalle, tiene una orientación E-W y estaría afectando a glaciares rocosos tardiglaciares.

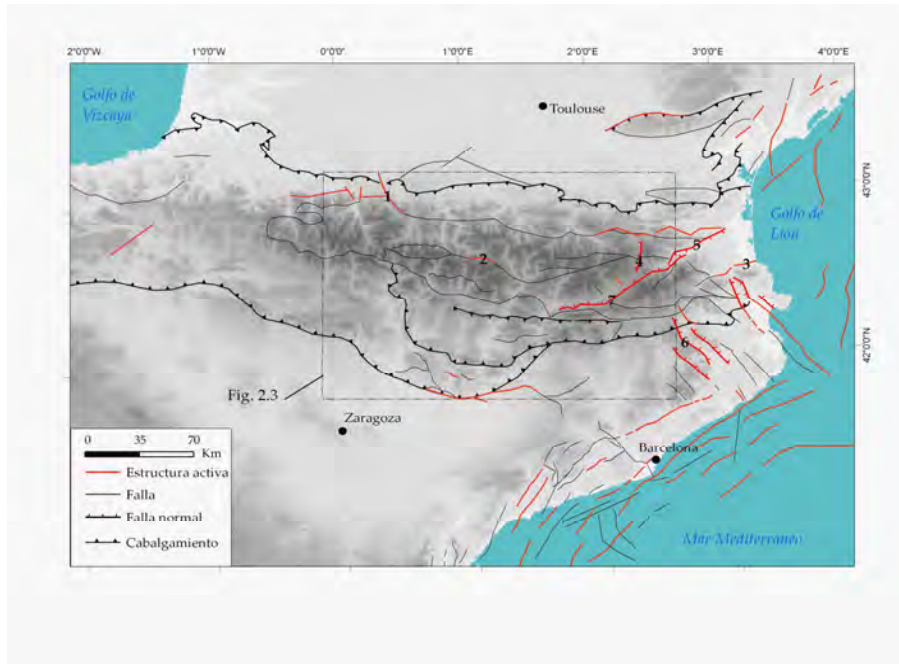


Fig.2. 1 Principales estructuras tectónicas de los Pirineos. Se han dibujado en rojo las estructuras que presentan indicios de actividad neotectónica; 1, falla de Lourdes; 2, falla Norte de la Maladeta; 3, falla de *Tech*; 4, falla de *Capçir*; 5, falla de *Têt*; 6, falla de *Amer*; 7, falla de la *Cerdanya- Conflent*. Se ha indicado el área geográfica incluida en la Fig. 2.3.

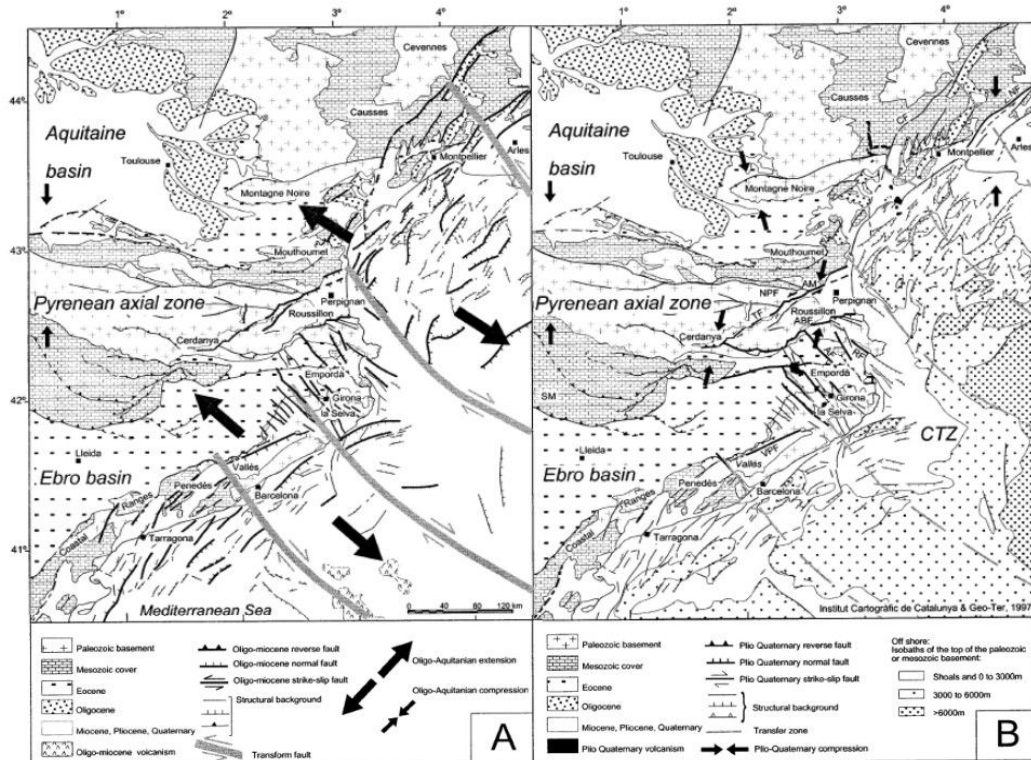


Fig.2. 2 Esquema tectónico de Goula et al. 1999 durante el Oligoceno-Mioceno (A) y durante el Plio-cuaternario (B). ABF = falla de *Alberes*; AF= falla de *Albanyà*; AM = macizo de *Agly*; CF= falla de *Cevennes*; CTZ = Zona transformante catalana; NF = falla de *Nîmes*; NPF= falla Norpirenaica; RF= falla de *Roses*; SM = Sierras Marginales; TF = Falla de *Têt*; VPF =Falla del *Vallès Penedès*.

Pirineo Central

Los datos geológicos sobre tectónica reciente en el Pirineo Central son muy escasos. En los trabajos realizados por Bordonau (1985), Bordonau y Vilaplana (1986) y Moya y Vilaplana (1992) en el macizo de la Maladeta, se documenta la presencia de fallas normales post-glaciares afectando las laderas del macizo con orientaciones comprendidas entre EW y NW-SE y hundimiento del bloque norte en todos los casos. No se han encontrado indicadores cinemáticos asociados a estas fallas pero la orientación de estructuras sugiere un componente distensivo entre N-S y NE-SW. El estudio de éstas y otras fallas en la Maladeta es uno de los objetivos principales de esta tesis.

Aparte de estos afloramientos, en la zona meridional del Pirineo Central, entre Balaguer y Benabarre (~30 km al norte de Lleida, Fig.2. 1) se han descrito casos de fallas inversas que afectan a terrazas fluviales plio-cuaternarias reflejando un esfuerzo subhorizontal compresivo según la dirección NS y NE-SW (Grellet et al.1994, Goula et al. 1999). La derivación de los esfuerzos tectónicos a partir de estos datos es arriesgada ya que se trata de una localidad en la están ocurriendo deformaciones ligadas a anticlinales con núcleos salinos. En la parte francesa, la falla de *Adour* (o falla de *Bigorre*), con actividad sísmica actual asociada, no tiene una expresión clara en superficie (Dubos, 2003; Dubos et al. 2004).

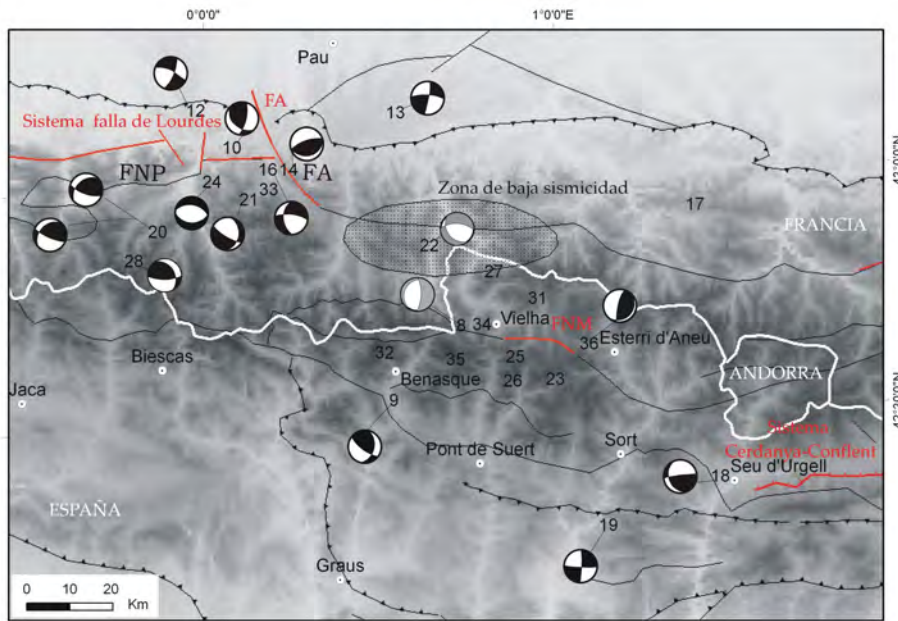


Fig.2. 3 Mecanismos focales para la zona del macizo de la Maladeta y su entorno. Cuadrante negro corresponde a extensión y cuadrante blanco a compresión. Datos obtenidos de: **8** (11.03.1969, M= 4) de Nicolas et al., (1990); **9** (24.12.1982, M= 4), **10** (19.7.198, M= 4,6), **12** (28.9.198, M= 4,2), **13** (28.9.1979, M=4), **14** (8.02.1985, M= 4), **16** (6.01.1989, M= 4,6), **18** (20.2.1988, M= 3,8), **19** (5.08.1990, M= 3,6) de Souriau et al. (2001); **20** (16.05.2002, M= 4,6 y M=4,3), **21** (19.05.2002, M= 3,7) de Dubos et al. (2004); **28** (12.12.2002; M= 4,4), de ICC (2006); **22** (4.10.1999, MI= 4,2), **24** (17.11.2006, M= 4,5), de IGN, (2006); **36** (15.12.1992, M= 3,1) de Olivera y Fleta (1996). Téngase en cuenta que los mecanismos focales representados pueden variar de los calculados recientemente por Vicente et al. (2008).

Tasas de deformación y tasas de exhumación

Tasas de desplazamiento vertical

Son muy pocas las fallas activas en el Pirineo para las cuales se han obtenido tasas de deformación. La Fig. 2. 4 recoge las tasas de desplazamiento vertical asociadas a cuatro sistemas activos, tres de ellos de la parte oriental y uno de la parte occidental de la cadena. En todos los casos, la tasa de desplazamiento acumulado desde el Mioceno, en unos casos o desde el Pliocuaternario en otros, no supera los 0,3 mm/a.

Es probable que, desde el comienzo de su reactivación, se hayan dado episodios en que estas estructuras hayan sido mucho más activas, llegando en esos casos a superar 1 mm/a. Un ejemplo de ello se encuentra en la fosa de la *Cerdanya* (falla del *Tet*), donde la relación tectónica-sedimentación ha permitido deducir un primer periodo de intensa actividad tectónica durante el Mioceno (Roca 1996). Según Carozza y Baize (2004), el escarpe que se observa en la actualidad es en gran medida el resultado de la exhumación por el encajamiento de la red fluvial, pudiéndose atribuir sólo 1/3 del salto al desplazamiento acumulado durante el Pliopleistoceno.

Falla	Tasa de desplazamiento vertical (mm/a)	Periodo considerado	Fuente
<i>Amer</i>	0,05-0,125	Pliocuaternario	Fleta et al., 2001
<i>Tet</i>	0.2-0.3	Desde hace 10-15 M.a.	Briaais et al., 1990
<i>Tech</i>	~0.1	Desde hace ~25 M.a.	Briaais et al., 1990
Lourdes	0.2-0.25	Cuaternario	Alasset y Meghraoui, 2005

Fig.2. 4 Tasas de movimiento obtenidas para fallas neotectónicas en diferentes partes del Pirineo. Ver Fig.2. 1 y Fig.2. 2 para la localización de las fallas.

Exhumación

El Pirineo Central es la zona donde se ha realizado un mayor número de trabajos sobre la exhumación postorogénica de la cordillera. Los trabajos sobre levantamiento tectónico localizados en la zona axial central se han basado en termocronología y métodos de análisis térmico (Morris et al., 1998; Fitzgerald et al., 1999; Lynn, 2005; Sinclair et al., 2005; Gibson et al. 2007). Los resultados muestran que la exhumación del macizo de la Maladeta alcanzó valores máximos hace 30-32 M.a., momento tras el cual se produjo una ralentización de la exhumación hasta hace 10-5 M.a. (Fitzgerald et al., 1999). Tanto Fitzgerald et al. (1999) como Lynn (2005) han obtenido valores de exhumación comprendidos entre 2-3 km para los últimos 10-5 M.a.. Dado que en ese periodo no se ha registrado actividad a favor de estructuras subhorizontales que pueda dar lugar a una exhumación tectónica (por desmantelamiento o colapso gravitacional), los datos obtenidos por estos autores pueden interpretarse como resultado directo de la denudación y/o el

levantamiento (isostático o tectónico). En el capítulo 9 se retoma esta cuestión, bajo la perspectiva de los resultados obtenidos en esta tesis.

2.1.2. Distribución de esfuerzos a partir de datos instrumentales

Roturas en sondeos

Los datos derivados de roturas en sondeos para el área NE de la península Ibérica muestran un promedio de orientaciones del esfuerzo máximo horizontal (S_H) según un eje comprendido entre NE-SE y ENE-WSW. Examinados en detalle, estos sondeos muestran gran heterogeneidad en cuanto a las orientaciones de S_H en el Pirineo Oriental. Para el Pirineo Central solo dos grupos de datos han sido analizados e indican una orientación NW-SE de los esfuerzos (Jurado y Müller, 1997). Dicha orientación coincide con la orientación media de S_H propuesta para el Pirineo Occidental en base a diversos datos instrumentales (Rebañ et al., 1992) o sólo sísmicos (Souriau et al., 2001; Vicente et al., 2008).

Sismicidad instrumental

Mecanismos focales de terremotos

Según Souriau et al. (2001), el estado de esfuerzos actual en los Pirineos es difícil de establecer en base a datos simotectónicos debido a la escasez, la baja calidad y la heterogeneidad de éstos; Esta situación puede deberse en parte a una inadecuada geometría de la red sísmica y al hecho de que la complejidad de la corteza pirenaica no esté siendo considerada en los cálculos de los mecanismos focales. Aún así, los autores sugieren que la falta de uniformidad en los datos puede no ser un artefacto sino estar reflejando la situación real de la cordillera Pirenaica en la actualidad.

A partir del conjunto de datos simotectónicos correspondiente al periodo 1989-1999, y a pesar de la heterogeneidad observada, Souriau et al. (2001) reconocen dos zonas con campos de esfuerzos distintos;

- a) En la parte occidental se observan ejes P tanto horizontales como verticales en una dirección preferente NW-SE, mientras los ejes T (distensión) varían entre NNE-SSW y NE-SW.
- b) En la parte oriental predominan los ejes P subhorizontales de los que no puede derivarse una orientación preferencial y ejes T tanto en la dirección NE-SW como NW-SE.

Estos datos concuerdan con los obtenidos por Goula et al. (1999) en el sector oriental (Fig. 2), para el que proponen una compresión NS, y con los mecanismos focales derivados para terremotos ocurridos en la parte occidental de la cadena (Dubos et al., 2004; Alasset, 2005; Ruiz et al., 2006; IGN, 2006).

Para los Pirineos, Herráiz et al. (2000) obtienen resultados muy diferentes en función del procedimiento seguido en la determinación del tensor de esfuerzos a partir de mecanismos focales; aunque en todas las soluciones robustas S_H está comprendido entre N-S y NNE-SSW, según el método de Rivera y Cisternas (1990) el tensor de esfuerzos regional indica desgarre mientras que el método de Giner (1996) proporciona dos

soluciones, una de las cuales coincide con la anterior mientras que la otra indica extensión. Para explicar la heterogeneidad de los resultados, los autores proponen la existencia de un campo de esfuerzos principal determinado por la convergencia entre Eurasia y África y campos de esfuerzos secundarios relacionados con altos topográficos y anomalías de la corteza.

Más recientemente, Olaiz et al. (2006) y Vicente et al. (2008) han hecho un estudio de la distribución de esfuerzos a partir de mecanismos focales en Europa y en la península Ibérica respectivamente, cuyos resultados indican extensión en los Pirineos Occidentales y Centrales y en la región más oriental, régimen de desgarre (Fig.2.5). La extensión obtenida es de tipo triaxial y se aproxima a la uniaxial, con σ_3 perpendicular a la cordillera, lo que también se observa en los mecanismos obtenidos por Stich et al. (2003). De este resultado, Vicente et al. (2008) deducen que no existe un estado de esfuerzos ligado a un ambiente orogénico y que los esfuerzos activos podrían estar relacionados a ajustes de falla normal o a una compensación de la topografía de tipo isostático. A diferencia de los trabajos citados anteriormente en esta sección, en los que la inversión de esfuerzos parte de mecanismos focales obtenidos de la llegada de las ondas P, Olaiz et al. (2006) y Vicente et al. (2008) emplean también el tensor de momento sísmico, y siguen el procedimiento propuesto por Capote et al. (1991), basado en el “modelo de deslizamiento”.

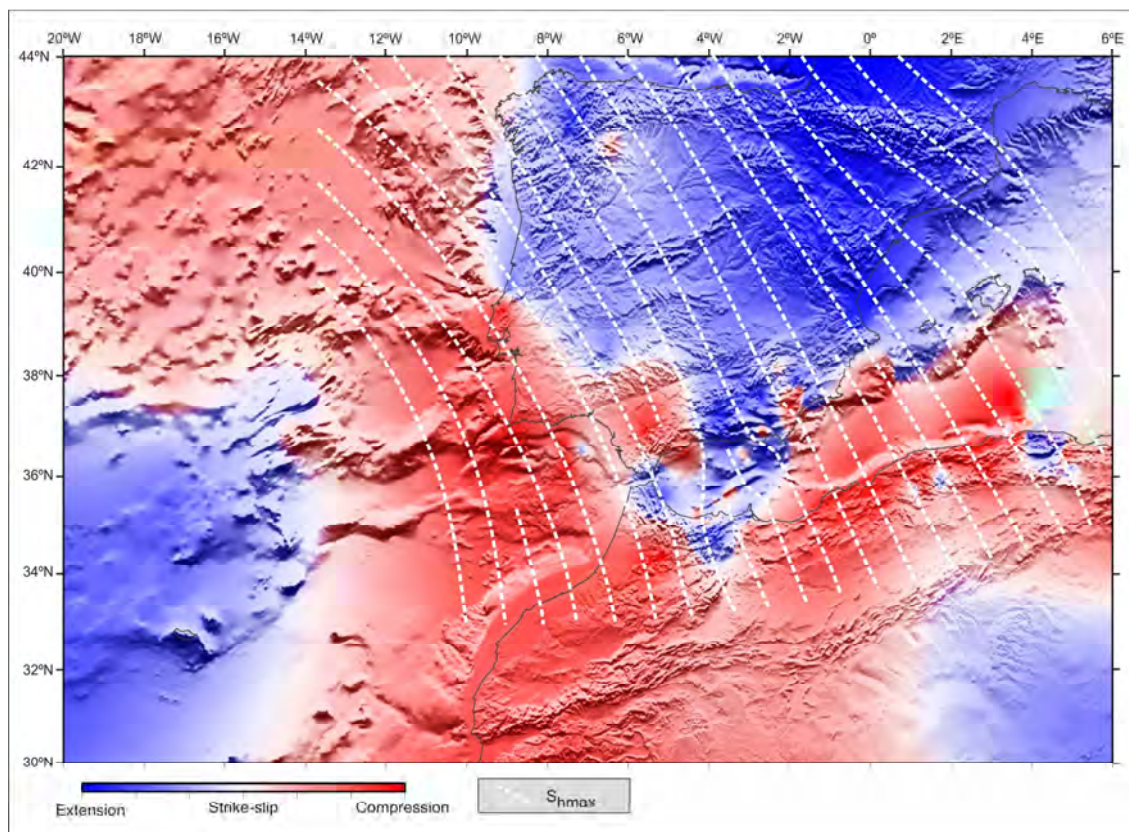


Fig.2. 5. Trayectorias del esfuerzo máximo horizontal (S_{hmax}) para la península Ibérica e interpretación del tipo de esfuerzos tectónicos. Azul, extensión; Blanco; desgarre; Rojo, compresión. Figura tomada de Vicente et al. (2008).

Sismicidad al Este y al Oeste del macizo de la Maladeta

Como ya se ha comentado en el capítulo 1 (sección 1.1.2), sólo se han calculado tres mecanismos focales para los terremotos ocurridos en la zona de estudio (terremotos de 11.03.1969, $M=4$; 24.12.1982, $M=4$; 15.12.1992, $M=3,1$). Otros seis mecanismos focales pueden tenerse en cuenta si se considera un área mayor, de 100 km radio, centrada en el macizo de la Maladeta (Fig.2. 3); Goula et al. (1999) han calculado los mecanismos focales de dos terremotos de magnitud, $M=3,7$ (05.08.1990) y $M=3,6$ (20.02.88) ocurridos a 40 y 60 km al SSE y SE del macizo de la Maladeta, los cuales indican direcciones perpendiculares del máximo esfuerzo horizontal (NO-SE y NE-SO respectivamente). El más nororiental de ellos (20.02.88) podría estar relacionado con las fallas E-W que conforman el extremo meridional de la fosa de la *Cerdanya*.

En la región situada al W de la falla de *Adour* (Fig.2. 3), a 50 km del macizo de la Maladeta, han ocurrido varios sismos de intensidad moderada y moderada-baja para los que han sido derivados los mecanismos focales; el terremoto del 06.04.1989 ($M=4,6$), la secuencia sísmica de Mayo del 2002 y terremoto del 17.11.2006 ($M=3,5$). Estos sismos se produjeron según mecanismos de falla normal y de desgarre dextro a favor de planos orientados E-W y NNW-SSE (Fig.2. 3), es decir, paralelos a estructuras identificables en la zona. En todos estos casos se puede deducir un eje P subvertical coherente con resultados anteriores obtenidos por Souriau et al. (2001) para esta región. En un análisis más reciente de la sismicidad de esta zona, Rigo et al. (2005) concluyen que podría tratarse de una zona de transición entre dos dominios distintos en la que los mecanismos focales varían de W a E reflejando un régimen extensivo, de desgarre y compresivo. Los autores reconocen que la falla Norpirenaica, mayor estructura geológica identificable en el área, no tiene sismicidad asociada y que algunos de los sismos se producen en pequeños segmentos de falla que buzan al N. Según este estudio, el límite inferior de la sismicidad coincide con la base de la discontinuidad Moho (entre 10 y 20 km) en esta zona, que presenta un engrosamiento hacia el Este.

Cabe destacar que entre el macizo de la Maladeta y la falla de *Adour*, se ha detectado un área de baja sismicidad (Fig.2. 3) relacionada con rocas de la corteza inferior emplazadas en superficie (Souriau y Granet, 1995; Souriau et Pauchet, 1998). De acuerdo con Souriau et al. (2001), la falla de *Adour*, de la que se esperan mecanismos de tipo inverso, podría estar acomodando parcialmente las diferencias que se observan en la deformación indicada por los mecanismos focales al Oeste y Este de la cordillera, es decir, entre el desgarre sinistro característico de los Pirineos Orientales y el desgarre dextro observado en el sector Occidental. El macizo de la Maladeta y su entorno se sitúan en el borde meridional de esta región de corteza anómala y baja sismicidad definida por Souriau y Pauchet (1998), pudiendo formar parte de la zona de transición de regímenes de esfuerzo. Dado que estos regímenes de esfuerzo son puestos en duda por los resultados de trabajos recientes (Olaiz et al., 2006; Vicente et al. 2008), se ha preferido no considerar esta hipótesis.

Sismicidad intraplaca

Desde el final del Paleógeno, la convergencia entre África y Eurasia en la Península Ibérica se ha concentrado en el cinturón Bético-rifeño (Westaway, 1991; Muñoz, 2002), pasando a ser los Pirineos un límite de placas inactivo. En este contexto de sismicidad intraplaca, la heterogeneidad de estados de esfuerzos que se deriva de los mecanismos focales (Souriau et al. 2001) y de sondeos (Jurado and Müller, 1997) puede ser consecuencia, entre otras causas, de la ausencia de una dirección de esfuerzo dominante reflejada en inversiones periódicas (permutaciones) del esfuerzo dominante, observadas en otras regiones de Europa occidental (Müller et al.1997). Además, la falta de un esfuerzo de magnitud suficiente como para generar nuevas estructuras (Vicente et al., 2008) puede dar

lugar a que las interacciones entre esfuerzos acumulados y liberados ocurran a favor de estructuras preexistentes (Caputo, 2005), dando lugar a esfuerzos secundarios que temporalmente se convierten en dominantes.

Por otra parte, la sismicidad intraplaca registrada en la cordillera durante el periodo instrumental está caracterizada por un número pequeño de eventos de $M > 4$ (una decena entre 1989 y 1996 según Souriau y Pauchet, 1998), de modo que la mayoría de los mecanismos focales de los que se dispone se han calculado para terremotos de $M = 3-4$. Según Vicente et al. (2008), la fiabilidad de los mecanismos focales obtenidos no depende de la magnitud sino del procedimiento y la calidad de los datos utilizados. Es decir, que el hecho de estar tratando con terremotos de magnitud moderada-baja no determina que los mecanismos focales no puedan calcularse correctamente. Sin embargo, terremotos de esas magnitudes se producen a menudo en respuesta a esfuerzos no tectónicos (Ej.: extracción de gas, vaciado de embalses, deslizamientos, etc.), con lo cual el problema surge de hacer una lectura de los mecanismos focales en términos de contexto geodinámico. Es decir, que el contexto geodinámico no puede inferirse a partir de terremotos que pueden no ser debidos a causas tectónicas.

Otros indicadores actuales: datos de nivelación y GPS

Son muy pocos los datos que existen de deformación obtenidos a partir de medidas de nivelación (Ej.: Giménez et al., 1996) o de GPS.

Nocquet y Calais (2004), a partir de datos de GPS entre puntos distantes a ambos lados de la cordillera, estiman que la tasa actual de deformación través de los Pirineos no supera los 0,5 mm/a, sin poder precisar si se trata de un valor positivo o negativo, es decir, si existe convergencia o divergencia. Hasta la fecha no se han obtenido datos fiables de GPS que cuantifiquen la deformación a través de estructuras específicas en los Pirineos (G. Khazaradze, com. per.), aunque esta tarea forma parte en la actualidad de los objetivos de varios equipos especializados (Ej.: proyecto ResPyr, Fleta et al., 1996). Según Stich et al. (2006), las velocidades deducidas de los datos de GPS para el norte y el centro de la península Ibérica son < 1 mm/a y no son fiables, dado que se aproximan a los errores asociados. Aun así, los autores afirman que considerando el conjunto de datos, se observa una dirección de movimiento hacia el S-SE que sugiere una extensión de orden menor entre Iberia y Europa Occidental.

2.1.3. Estructuras sismogénicas con expresión geomorfológica

Pirineos Occidentales

Al Oeste de la falla de *Adour*, el sistema de fallas de Lourdes, de orientación E-W, ha sido identificada como la estructura sismogénica más probable de los terremotos destructivos de 1660 (Rigo et al., 2005) y de 1967, debido a la actividad de sus extremos este y oeste respectivamente, y de los sismos de 1750 y 1980 por la reactivación de su parte central (Alasset y Meghraoui, 2005). Alasset (2005), por medio del análisis de las señales sísmicas registradas en 11 estaciones sismológicas, deduce un mecanismo lateral dextro para el terremoto de *Arudy* (29.02.1980), que concuerda con el deducido por Gallart et al. (1985) y Nicolas et al. (1990). Para este mismo terremoto, Nivière et al. (2006) y Dubos-Sallée et al. (2007) han realizado un modelo estructural que explica la sismicidad asociada por medio de la reactivación de fallas enraizadas en la falla Norpirenaica y situadas al N de ésta. Entre estas fallas está incluida la falla de Lourdes (o falla de *Bager*), que estos autores consideran como no sismogénica. Para Dubos-Sallée et al. (2007), la reactivación de este

sistema tiene lugar mediante la partición de la deformación en una zona de desgarre dextro en profundidad que es acomodada en superficie por fallas de tipo inverso y normal. Dicha reactivación habría producido el terremoto de *Arudy*, pero, a falta de una mejor localización de los epicentros, no puede relacionarse con los otros terremotos mencionados por Alasset y Meghraoui (2005) al principio del párrafo.

Por otra parte, los eventos de Mayo del 2002 tuvieron lugar a menos de 40 km al Este de esta zona (Fig.2. 3). Uno de los eventos (*Pic du Midi*; $M=3,5$) es atribuido a la falla de *Adour*, de orientación NNW-SSE, mientras que los otros dos (*Cauteretes*, $M= 4,6$ y $4,3$), situados más al oeste, se produjeron en estructuras E-W paralelas a la falla Norpirenaica (Dubos et al. 2004), estructuras que también pueden ser las responsables del sismo del 2006.

Pirineos Orientales

En la parte oriental de la cordillera, la única falla con expresión geomorfológica y microsismicidad asociada es la falla de *Amer*, a la que se le han atribuido los sismos destructivos de la serie sísmica Catalana del 1427 (Briais et al., 1990; Olivera et al. 1999; Ferrer et al. 1999; Fleta et al. 2001; Perea et al., 2006). Perea et al. (2006) proponen que esta falla pudo ser también la fuente del terremoto de 1428. A partir del análisis del registro instrumental, Gallart et al. (1982) asocian el terremoto de $M\sim 4$ de *Quillan* (23.04.1981) a la falla Norpirenaica y sugieren una posible relación de la actividad en profundidad de esta falla con la expresión en superficie de la falla de *Tech* (Fig.2. 1).

La falla Norpirenaica está caracterizada en esta zona por una sismicidad baja (Nicolas et al., 1990) y según los datos que se conocen, no ha producido ningún evento destructivo.

2.2. ESTUDIOS DE NEOTECTÓNICA EN ZONAS DE ALTA MONTAÑA Y DEFORMACIÓN LENTA

La ocurrencia de terremotos destructivos en zonas de alta montaña con núcleos de población en aumento hace que sea esencial la revisión del riesgo sísmico en ellas, para lo cual, es necesario la localización de estructuras sismogénicas. En las zonas de alta montaña, los terremotos de magnitud moderada-alta ($M_w=5-6$) pueden ocasionar catástrofes mayores a las que se producirían en relieves más suaves debido a:

- a) los efectos de sitio que se dan en estas zonas, como es la amplificación de la energía sísmica en las cumbres o en los grandes desniveles topográficos.
- b) otros peligros geológicos que puede desencadenar una sacudida sísmica en alta montaña, como son los aludes, los movimientos de masa y el posible represamiento de los ríos causado por ellos.
- c) las consecuencias de la ruptura de infraestructuras como túneles de varios kilómetros o grandes embalses.

La localización de fallas potencialmente activas puede hacerse por medio de la combinación del análisis de la sismicidad y el estudio geológico. Como ya se ha comentado, en zonas de deformación lenta, los periodos de recurrencia de los terremotos destructivos son muy grandes en comparación con el registro histórico y aún más, en comparación con el periodo instrumental. Es por ello que en estas zonas la identificación de fallas capaces de generar sismos se ha de basar en la paleosismología y el estudio de la

tectónica activa mediante la integración de técnicas diversas (estudio de trincheras, microgeomorfología, técnicas geofísicas, etc.).

Los Pirineos, además de ser una zona de deformación lenta, es una región de alta montaña en la que el encajamiento de la red fluvial y glaciario durante el Cuaternario ha originado grandes desniveles. En este contexto, varios aspectos hacen que sea especialmente difícil la identificación de fallas activas en comparación con los estudios en zonas más activas y de menor relieve. Además de las dificultades relacionadas con el condicionamiento natural de estas regiones, los trabajos de neotectónica en el seno de sistemas montañosos se enfrentan a un vacío en cuanto a métodos de estudio, que se han centrado en fallas situadas en los frentes montañosos o afectando a la línea de costa.

2.2.1. Dificultades del estudio

Altas tasas de erosión y ventana temporal de observación

Teniendo en cuenta las bajas tasas de deformación de las fallas lentas en zonas intracontinentales (<0,2 mm/a según Machette, 2002), se necesitan registros del orden de los 100 ka para poder caracterizar correctamente su actividad neotectónica. En zonas de alta montaña, las altas tasas de erosión en comparación con las tasas de deformación tectónica pueden hacer que las evidencias de actividad reciente de fallas no queden registradas o correspondan sólo al periodo interglaciario actual. El emplazamiento de los glaciares conlleva la eliminación, en ocasiones total, de los elementos del paisaje anteriores incluyendo depósitos y formas recientes en los que podría haber quedado reflejada la actividad neotectónica. Por ello, la pequeña ventana temporal observable en las regiones deglaciadas supone una gran limitación en los estudios neotectónicos (Stewart et al., 2000). En el caso de las regiones más altas del Pirineo, como es la zona de estudio, y según las últimas cronologías glaciares (Pallàs et al., 2006; Rodés, 2008), esta ventana temporal es inferior a los 25 ka.

Marcadores geomorfológicos y naturaleza de los escarpes

Una dificultad añadida en los estudios de neotectónica en alta montaña es la abundancia de depósitos groseros de naturaleza caótica (depósitos glaciares, depósitos de ladera y de régimen fluvio-torrencial); si un depósito no estratificado y con límites irregulares está desplazado por una falla, resultará muy difícil o imposible encontrar elementos correlacionables a un lado y otro de la estructura.

Por otra parte, una de las formas características del paisaje en alta montaña son los lineamientos en el basamento rocoso (en adelante, lineamientos rectilíneos), que pueden generarse por procesos distintos a la tectónica activa como son los procesos erosivos, los movimientos de masa u otras formas de deformación activa de las que se hablará en los capítulos 6, 7 y 8. Si un escarpe de falla no está relacionado con depósitos recientes y sólo pone en contacto rocas del basamento, será complicado distinguir si corresponde a la exhumación de una antigua falla, la reactivación reciente de ésta o la generación de una nueva falla. Si además el escarpe pone en contacto zonas de diferente erosionabilidad y el escalón generado es coherente con dicho contraste, cabrá la duda de si se trata de un escarpe erosivo o ha sido parcialmente generado por la actividad de una falla.

Los planos de falla en superficie no siempre están caracterizados por elementos indicativos de desplazamiento. De hecho, algunos de estos elementos, como los espejos de falla y las mineralizaciones en estrías, sólo se producen a cierta profundidad con lo cual, no pueden ser usados como indicadores de ruptura en superficie.

Fallas tectónicas y no tectónicas

En zonas de gran relieve, los fenómenos de deformación de ladera pueden ocurrir a favor de fallas preexistentes dando lugar a deformaciones muy similares a las que produciría una falla por reactivación tectónica. Además de éste tipo de deformación de ladera, otras causas diferentes a la actividad neotectónica, como el reajuste isostático o el levantamiento postglacial del fondo del valle, pueden estar involucradas en la actividad de fallas en zonas que han estado ocupadas por glaciares o que han sido sometidas a una descarga erosiva intensa durante el Cuaternario.

Para la determinación de la peligrosidad sísmica de un área es fundamental distinguir si los lineamientos rectilíneos corresponden a fallas activas y si éstas son o no sismogénicas. Esta labor requiere que se contemplen todos los procesos que pueden dar lugar a un lineamiento rectilíneo. En la zona de la Maladeta, la proximidad de los lineamientos rectilíneos cartografiados a la FNM sugiere que éstos puedan ser fallas neotectónicas primarias o secundarias o ser parte de movimientos gravitacionales desencadenados por terremotos. Por otra parte, la localización de estos lineamientos en un área en la que el glaciario ha sido importante deja abierta la incógnita acerca de su posible origen en relación al deshielo.

En el capítulo 7 se trata esta cuestión y se proponen criterios para diferenciar la componente de deformación activa frente a la componente erosiva de un lineamiento rectilíneo en alta montaña, así como para distinguir, en caso de tratarse de una falla activa, el mecanismo de deformación que ha podido generarlo.

2.2.2 Planteamiento de la problemática en otros lugares

Los Alpes europeos, como los Pirineos, también son una zona intramontañosa de deformación lenta. Varios trabajos han señalado las dificultades que conllevan los estudios de neotectónica en ellos.

El volumen especial sobre tectónica reciente e inestabilidad de laderas en los Alpes centrales de Italia a cargo de Pasquarè (2001) muestra la necesidad de integrar ambas disciplinas en los estudios neotectónicos de esta zona. Alasset (2005), en su estudio de fallas activas en los Pirineos y en los Alpes franceses, también se refiere a las dificultades del estudio de alta montaña en zonas de deformación lenta. En los Alpes suizos, las tesis doctorales de Persaud (2002) y Ustaszewski (2007) también han tenido que afrontar estas dificultades. La conciencia de la simultaneidad de procesos generadores de fallas ha llevado a Ustaszewski et al. (2008) a proponer el término “*composite faults*” (fallas compuestas). Estos trabajos serán comentados en los capítulos 6 y 7 de esta tesis.

2.3. RECAPITULACIÓN

La convergencia entre África y Eurasia en la Península Ibérica se ha concentrado en el cinturón Bético-Rifeño desde el final de Paleógeno, de modo que los Pirineos han pasado a ser una zona de deformación lenta. La actividad tectónica ha tenido lugar a favor de estructuras preexistentes y según tasas de deformación $\ll 1$ mm/a. Las tasas de

desplazamiento vertical calculadas en estructuras individuales están comprendidas entre 0,05 y 0,3 mm/a. Esta actividad ha quedado reflejada tanto en el registro geológico (especialmente en los Pirineos Orientales) como en el sísmico, con los sismos de mayor magnitud concentrados en la actualidad en la parte occidental de la cadena. Los datos instrumentales más recientes sobre mecanismos focales en Iberia (Vicente et al., 2008) sugieren que los Pirineos están dominados por extensión.

En la actualidad, muy pocas estructuras con actividad sísmica tienen expresión geomorfológica reconocida. En el Pirineo Central, el macizo de la Maladeta corresponde a una zona de mayor concentración de actividad sísmica, hecho que contrasta con la escasez de datos sobre tectónica reciente. El régimen de esfuerzos actual en esta zona no puede ser caracterizado en base a los datos geológicos e instrumentales disponibles. En todo caso, la zona estudiada puede considerarse como una unidad sismotectónica diferenciable.

El estudio neotectónico en esta zona se encuentra con dificultades propias de zonas de deformación lenta en alta montaña; por una parte las tasas de deformación son muy bajas en comparación con las tasas de erosión, suponiendo una dificultad para el registro geomorfológico de la actividad tectónica. Por otra parte, la ventana temporal de observación se restringe a menudo al periodo postglacial. Además, la existencia de una convergencia morfológica hace que lineamientos rectilíneos en el basamento (lineamientos rectilíneos) puedan ser generados por otras causas además de la actividad tectónica, como son la erosión, la deformación gravitacional lenta de laderas o la recuperación elástica postglacial.

CAPÍTULO 3

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD

3.1. IDENTIFICACIÓN DE FALLAS ACTIVAS A PARTIR DEL ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD.

Uno de los principales objetivos de los estudios de neotectónica es establecer relaciones directas entre los sismos registrados en una región y las estructuras que los generan. En función de los datos disponibles, este análisis puede partir de la sismicidad para identificar las zonas más activas y obtener las características geométricas de la falla sismogénica o seguir el camino inverso y estar enfocado a conocer el grado de actividad y la potencialidad sismogénica de una determinada estructura. En esta tesis se han seguido ambas aproximaciones.

La Fig. 3. 1 muestra dos posibles aproximaciones para realizar el análisis sísmico: partiendo de un evento o un conjunto discreto de eventos de magnitud moderada-alta ($M_w > 4$) o analizando el conjunto de sismos del catálogo histórico-instrumental para un determinado periodo de tiempo.

En la sección 3.2 se analiza la sismicidad tanto histórica como instrumental de la zona de estudio con el fin de identificar las estructuras responsables de los dos terremotos históricos destructivos ocurridos en la zona.

En la sección 3.3 el análisis del catálogo sísmico ha permitido caracterizar la sismotectónica de la zona de estudio a grandes rasgos, identificando las áreas con mayor actividad sísmica histórica y actual.

Una vez realizado este análisis, en los siguientes capítulos, se realiza el estudio geológico detallado tanto de las estructuras sismogénicas identificadas como el de las zonas de mayor sismicidad.

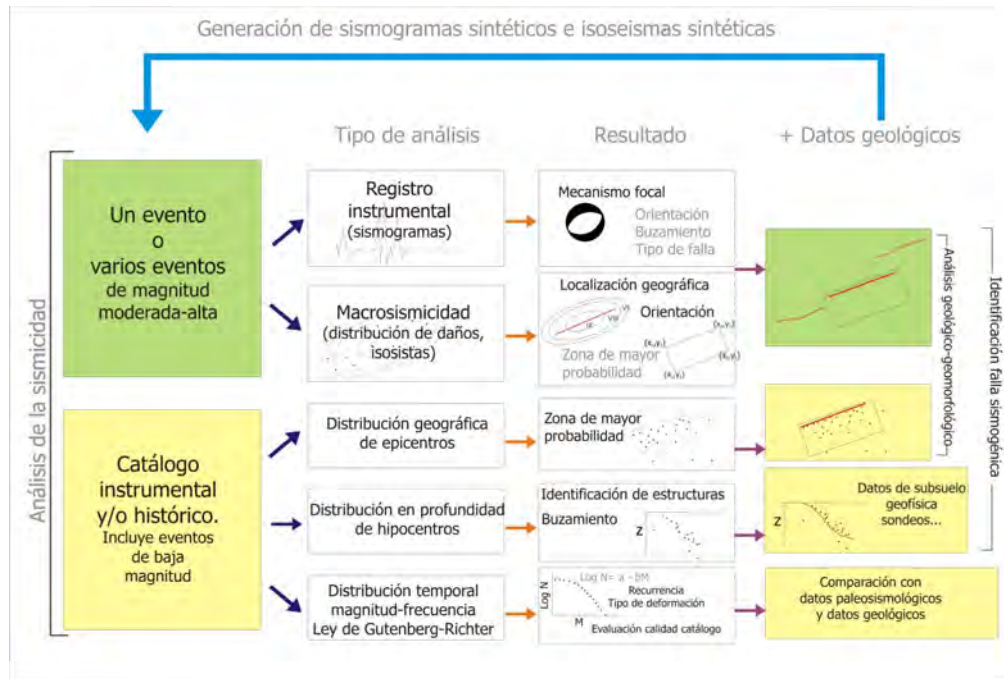


Fig. 3. 1 Esquema de las aproximaciones que pueden seguirse para relacionar la sismicidad con estructuras geológicas.

3.1.1 Análisis de eventos particulares para la localización de fuentes sismogénicas

La localización de la fuente sismogénica de un terremoto concreto puede hacerse a partir de sus intensidades asociadas (análisis macrosísmico) o a partir de su registro instrumental (análisis de la sismicidad instrumental). En ambos casos, la determinación final de la fuente sísmica requiere la comparación de los resultados con la geología de la zona.

Análisis macrosísmico

El análisis macrosísmico consiste en el estudio de los datos de intensidad de distintas localidades asociados a un terremoto. Se sigue para conocer la fuente sísmica de terremotos que han sido ampliamente sentidos por la población (por lo general, $M_w > 4,5$) para los cuales se dispone de un registro suficiente de intensidades. Es la única aproximación que puede llevarse a cabo para terremotos preinstrumentales o terremotos para los cuales no se dispone de datos instrumentales adecuados. La localización de la fuente sísmica es aproximada y consiste en la caracterización geométrica de la falla. En función de los datos disponibles y del método utilizado, este análisis permite determinar la dirección, el buzamiento y el área de la ruptura de la falla. En la sección 3.2 se dan los detalles de cómo se ha seguido esta aproximación en el área de estudio y de los resultados obtenidos.

Análisis del registro instrumental

La caracterización de la fuente sísmica a partir del registro instrumental de un evento se hace mediante el cálculo del **mecanismo focal** asociado al terremoto. Éste cálculo requiere un número suficiente de datos instrumentales de calidad y el conocimiento de las características de la corteza sismogénica. Como resultado, se dispone de dos posibles

orientaciones (azimut y buzamiento de dos planos nodales) para la fuente sísmica y del tipo de mecanismo de ruptura.

En regiones con sismicidad moderada-alta, se puede llegar a disponer de mecanismos focales para varios terremotos cercanos. El análisis conjunto de los mecanismos focales permite determinar si han sido producidos por una fuente común y en ese caso, las características geométricas de ésta. Dada la baja frecuencia con que ocurren los terremotos de magnitud moderada-alta en la zona de estudio, no se disponen de suficientes datos instrumentales para aplicar éste método.

Como ya se ha expuesto en el capítulo 2, sólo se dispone de tres mecanismos focales calculados para la zona de estudio (Fig. 2.3). Dada la distancia entre sus epicentros y considerando la estructura de la zona, se descarta la posibilidad de que hayan sido producidos por la misma falla. La comparación de la orientación de sus planos nodales con las estructuras conocidas en el área sugiere que el terremoto de 1982 (Nicolas et al., 1990) pueda haber sido generado en una estructura WNW-ESE conforme a la directriz alpina en la zona pudiéndose tratar de la reactivación de uno de los cabalgamientos de Castanesa (Dominio de la Alta Ribagorza), al sur del límite de la zona de estudio. Los mecanismos focales calculados para el terremoto de 1969 (Nicolas et al. 1990) y el terremoto de 1992 (Olivera y Fleta, 1996) indican fallas de orientación aproximada N-S, que no se corresponden con la orientación de las estructuras observadas en la zona según las cartografías de Zwart (1965), García Sansegundo (1991a) y Ríos et al. (2002).

3.1.2 Análisis del conjunto de la sismicidad.

El análisis del catálogo sísmico es un paso esencial en la caracterización sismotectónica de una región. La determinación de áreas de mayor actividad sísmica a partir de la distribución espacial de eventos sísmicos y el estudio del tipo de terremotos que ocurren en ellas pueden ayudar a localizar fallas sismogénicas. No obstante, es importante tener en cuenta que existen zonas con poca actividad microsísmica en las que se producen ocasionalmente terremotos destructivos. Algunos ejemplos se hallan en terremotos intraplaca en la Península Ibérica, como los ocurridos en la localidad de Sarria (Lugo) entre 1995 y 1997 (12 sismos de M entre 4 y 5,1), o el de Arenales de San Gregorio, Ciudad Real (12.08.2007, $M_w=4,7$). Esta liberación de energía repentina tras largos periodos de silencio sísmico es consecuencia del contexto geodinámico y de las características reológicas de la corteza. Es por ello que los estudios de peligrosidad sísmica han de completarse con estudios geomorfológicos que permitan identificar fallas sismogénicas con expresión en el paisaje aunque éstas no tengan asociada actividad sísmica actual. El estudio paleosimológico de estas fallas puede poner de manifiesto la ocurrencia de terremotos de $M \geq 5$.

En la sección 3.3 se analizan los catálogos sísmicos del IGN y del ICC que han permitido limitar las zonas del Pirineo Central de mayor sismicidad tanto instrumental como histórica. El análisis de detalle de la sismicidad instrumental en la zona del macizo de la Maladeta (en adelante, la Maladeta) y su entorno, permitirá delimitar y caracterizar las zonas de la corteza donde está teniendo lugar la deformación frágil en esta región. Este análisis consistirá en determinar la distribución de los epicentros, los hipocentros y la relación magnitud-frecuencia de los eventos ocurridos en el periodo 1977-2005, comparando estos datos con la estructura geológica a escala cortical.

3.2 ANÁLISIS MACROSÍSMICO

Para el estudio macrosísmico llevado a cabo en esta tesis se ha seguido el método propuesto por Gasperini et al. (1999) (en adelante, método Gasperini), que consiste en identificar la fuente de un terremoto destructivo a partir del análisis de la distribución geográfica de los puntos de intensidad y la aplicación de fórmulas empíricas. En la última década, el INGV (*Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia*, Italia) ha aplicado con éxito este método al catálogo de sismos históricos de Italia, contribuyendo a localizar fuentes sismogénicas potenciales a partir de la integración de datos sísmicos, históricos y geológicos.

3.2.1 Método de Gasperini

El procedimiento llevado a cabo en el método Gasperini está inspirado en el tratamiento que hace Johnston (1996) de los datos de macrosismicidad para obtener el momento sísmico de terremotos históricos y consiste en:

- 1) Estimar la localización del epicentro a partir de la distribución de los puntos de máxima intensidad (algoritmo I, descrito en Gasperini y Ferrari, 1997).
- 2) Calcular el momento sísmico a partir de las isosistas por el método descrito en Gasperini y Ferrari (1997).
- 3) Calcular las dimensiones del área fuente (longitud de ruptura en profundidad y anchura) a partir de la magnitud usando las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994).
- 4) Determinar la orientación de la fuente sísmica en base a la distribución geográfica de los daños. Se realiza un análisis estadístico ponderado (algoritmo II, descrito en Gasperini et al., 1999).

El algoritmo II constituye la base de un programa informático, “Boxer 3.1”, (<http://www.ingv.it/~wwwpaleo/catalogosorgenti/frames/softwareframe.html>) disponible en la red sin restricciones de uso. En los apartados siguientes se presentan los resultados obtenidos al aplicar este programa a los sismos de 1923 y 1373 ocurridos en la Maladeta. Los datos de entrada del programa son los puntos de intensidad (intensidad MSK, latitud, longitud) y los de salida son un conjunto de parámetros sísmicos como la magnitud del terremoto, el epicentro, el área de ruptura y el azimut de la fuente sismogénica.

Un número insuficiente de datos de intensidad tendrá como resultado un círculo centrado en el epicentro del terremoto. El diámetro de este círculo corresponde a la longitud de falla y su área, al área de ruptura. En el caso favorable de que el número de datos sea suficiente, el programa facilita las coordenadas geográficas de los cuatro extremos de un rectángulo que corresponde con la proyección en superficie del área de ruptura y que está centrado en el epicentro del sismo. Los lados menores del rectángulo vienen dados por la anchura de ruptura (AR) y los mayores por la longitud de ruptura en profundidad (LRP). Mediante esta aproximación, se puede determinar la orientación de la traza de la falla sismogénica, ya que los lados mayores del rectángulo son paralelos a ella. Por el contrario, no puede conocerse cual de los lados corresponde con la traza o es más próximo a ella (Fig.3.2).

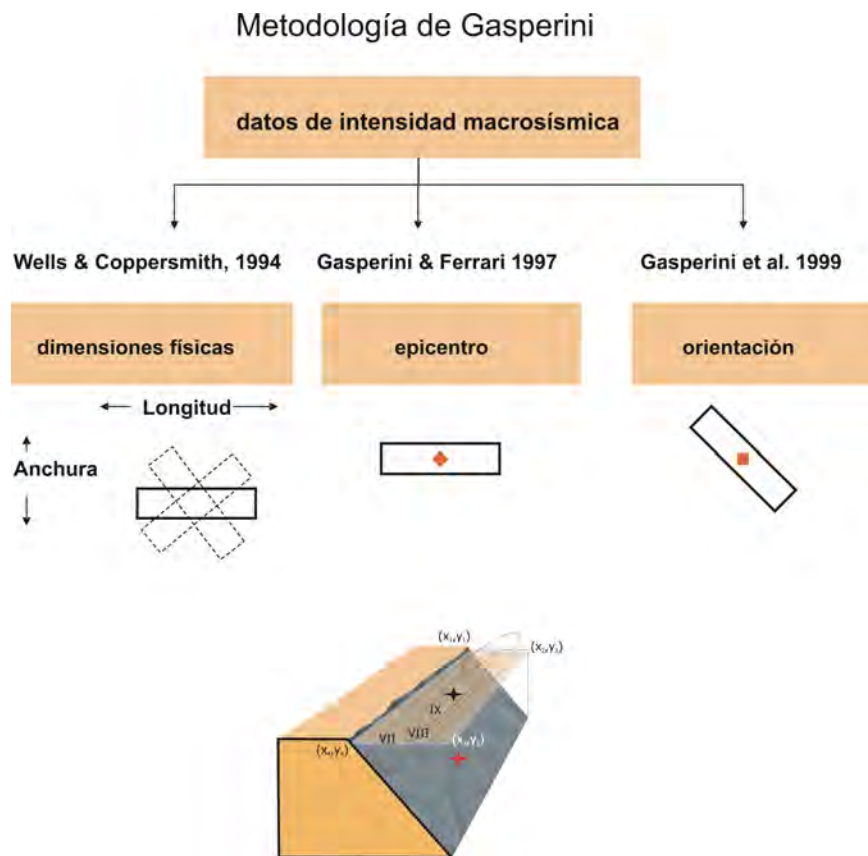


Fig. 3. 2 Cuadro explicativo del método de Gasperini et al. (1999) para la identificación de fallas sismogénicas a partir de los datos de intensidad (ver texto para explicación).

El método de Gasperini ha sido probado para la región de los Apeninos Centrales y meridionales mediante el análisis de terremotos históricos de $M > 5,5$ caracterizados por un número suficiente de datos de intensidad. Quizá la limitación más importante del método venga impuesta por el tamaño de la fuente en relación al espaciado mínimo entre poblaciones para las que se dispone de datos de intensidad. La magnitud mínima de 5,5 no es un límite estricto de aplicabilidad del método sino un valor orientativo que corresponde a una longitud de ruptura en superficie (*LRS*) de 7,5 km (según Wells y Coppersmith, 1994). Esta longitud es elegida por los autores como referencia dada la longitud mínima de entre 5 y 10 km que han de tener las fallas sismogénicas en los Apeninos, de modo que la distribución de los daños asociados a su ruptura no quede distorsionada por el espaciado entre poblaciones en esta región. La distribución de las poblaciones también repercute en el cálculo del azimut de la falla. El azimut se calcula a partir del conjunto de datos cuya distancia media al epicentro se aproxima más a la mitad de la longitud de ruptura en profundidad ($LRP/2$) y sólo considera los puntos de mayor intensidad hasta un grado y medio por debajo de la I_{\max} (intensidad máxima). Estas restricciones hacen que el azimut obtenido sea poco fiable en regiones donde el espaciado entre poblaciones sea relativamente grande, ya que el azimut sólo se calculará a partir de pocos datos.

Las relaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1994) utilizadas en el cálculo de la *LRP* y la *AR* suponen también un límite orientativo de aplicabilidad para terremotos de magnitudes entre 4,8 y 8,1. Hay que tener en cuenta que estas relaciones empíricas se

derivan del análisis de fallas en zonas de deformación rápida y que pueden tener sus limitaciones al ser aplicadas a contextos de deformación lenta (Anderson et al., 1996).

El área de ruptura indicada por las coordenadas de salida del “Boxer 3.1” es una idealización de la ruptura real, que no tiene por qué corresponder con una superficie plana rectangular. A partir de esta aproximación, no obstante, puede localizarse la fuente real, ya que el rectángulo obtenido corresponde al área donde es más probable que se localice la fuente sísmica.

Por otra parte, la proyección en superficie de la ruptura se hace suponiendo un buzamiento del plano de falla de 45°. Un buzamiento mayor o menor se reflejaría en un aumento o una disminución de los lados menores del rectángulo-proyección en superficie, variación que repercutiría en el tamaño del área donde es más probable encontrar la falla. A estos aspectos hay que añadir otra consideración acerca de la incertidumbre del método; las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) empleadas son aquellas válidas para cualquier tipo de falla. Sin embargo, en caso de que el terremoto se hubiera producido por un mecanismo de desgarre o de falla inversa, el área de ruptura correspondiente a la misma energía liberada sería menor. El coeficiente de fricción que ha de superar una falla inversa y una falla de desgarre es de 4 a 6 y 2 veces superior respectivamente al de una falla normal (Scholz, 1990). En el caso de falla de desgarre, la orientación de la fuente sísmica también podría variar significativamente, ya que la dirección del desplazamiento determina en gran medida la direccionalidad de las isosistas.

3.2.2 Resultados

Terremoto de *Vielha*, 19 de Noviembre de 1923

La recopilación, evaluación y análisis de los datos macrosísmicos e instrumentales del terremoto de *Vielha* (1923) ha permitido a Susagna et al. (1994) asignar al evento una magnitud local $M_L=5.6$ y una profundidad focal de 5 km (sección 1.1.2). El campo macrosísmico recopilado por estos autores se ha utilizado para los datos de entrada del programa “Boxer 3.1”. El conjunto de datos está constituido por un total de 464 puntos de intensidades comprendidas entre II y VII (MSK) (Fig. 1.3) y ha dado como resultado un rectángulo centrado en un epicentro de coordenadas 42°42’N, 0°47’E (Fig. 3. 3) que coincide aproximadamente con el obtenido por Susagna et al. (1994; 42°40’N, 0°42’E). De acuerdo con estos resultados, la fuente sísmica tiene unas dimensiones de ruptura que corresponden con un terremoto de $M_w=5,8$ y una dirección aproximada E-W (azimut N88E). Esta M_w es ligeramente superior a la $M_w=5,3$ que se deriva del momento sísmico calculado por Susagna et al. (1994), $M_0=1.1 \times 10^{17}$ N x m. Este M_0 ha sido obtenido a partir del registro instrumental y, por tanto, la magnitud ($M_w=5,3$) que se deriva de él es más precisa que el valor obtenido por medio del análisis macrosísmico.

El cálculo del azimut en este caso particular está basado en sólo 3 puntos de intensidad (los tres puntos de máxima intensidad), dos de ellos localizados en el extremo occidental del valle de Aran y el tercero en el valle de la Artiga de Lin. Esto es consecuencia de la gran distancia que hay entre poblaciones con intensidad asignada en comparación con los 9,2 Km. de *LRP* calculados (Fig. 3. 3). El azimut resultante no está únicamente determinado por la orientación del valle principal, aunque sí se calcula mediante un número muy reducido de puntos. Esta limitación lleva a reflexionar sobre la aplicabilidad del método en este tipo de regiones montañosas. Debido a que la localización de las poblaciones en estas zonas está prácticamente restringida al fondo de los valles, la orografía condiciona en gran medida la distribución de los puntos de intensidad, y por

tanto, la fiabilidad del azimut que se obtiene. La existencia de extensas zonas despobladas entre valles hace que los puntos de intensidad se dispongan alineados conforme a los valles. Por ello, al analizar la macrosismicidad asociada a un terremoto, el azimut de la fuente resultante se calculará, en la mayoría de los casos, a partir de una alineación de puntos. Si además la longitud de ruptura no es mucho mayor al espaciado entre poblaciones, el cálculo estará forzosamente restringido a pocos puntos.

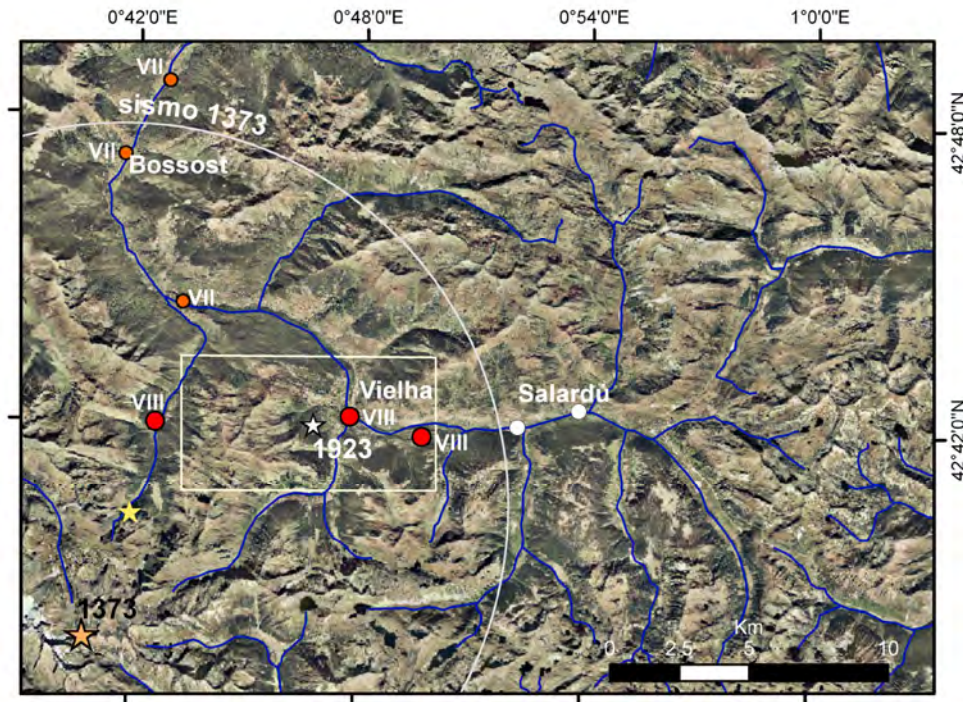


Fig. 3. 3 Proyección del área de ruptura del terremoto de *Vielha* (19.11.1923) calculada según el método propuesto por Gasperini et al. (1999) a partir de los datos de intensidad recopilados y evaluados por Susagna et al. (1994) y facilitados por T. Susagna (IGC). Se ha representado el epicentro del terremoto de 1923 calculado aquí (**estrella blanca**), calculado por Susagna et al. (1994) (**estrella amarilla**) y el del terremoto de 1373 calculado por Olivera et al. (2006) (**estrella naranja**).

Existencia de fallas en la zona

La proyección geográfica del área de ruptura coincide con la traza de dos estructuras de orden mayor: el cabalgamiento de *Gavarnie* (alpino) y un cabalgamiento varisco de traza curvilínea inmediatamente al N de éste (Fig. 3 .4). El cabalgamiento de Puerto *Picada-Valarties* también se dispone E-W y se localiza en el extremo SW de la proyección. No se ha documentado ninguna ruptura histórica de estas fallas ni de ninguna otra falla en las inmediaciones del epicentro, aunque si se han descrito escarpes de falla recientes en las inmediaciones (sección 1.1.3). Estos escarpes han sido asociados a fenómenos de expansión lateral de ladera y, en el caso de la falla del *Port de Vielha*, a una posible reactivación neotectónica de la FNM (Bordonau y Vilaplana, 1986). En el capítulo siguiente se explica cómo el análisis geomorfológico del área ha puesto de manifiesto que la FNM ha tenido actividad reciente y tiene expresión geomorfológica a lo largo de ~17,5

km. Siendo la única falla de orden mayor en la zona con actividad reciente asociada, la integración del análisis macrosísmico y el estudio geológico indica que la FNM es la fuente sísmica más probable del terremoto de *Vielha*.

Perspectivas futuras; generación de sismogramas sintéticos

En la actualidad se dispone de técnicas que permiten seguir caminos inversos a los expuestos en la Fig. 3. 1., de forma que puede estudiarse el tipo de terremoto que produciría una falla de determinada geometría. En las últimas décadas, se han desarrollado varias metodologías que incluyen la generación de sismogramas sintéticos a partir de una determinada estructura. La generación de sismogramas sintéticos a partir de las características geométricas de una fuente sospechada, la falla de *Remuaz* (Alpes franceses) y su comparación con los sismogramas producidos por el terremoto de *Chamonix* (1905, Francia), ha llevado a Alasset (2005) a determinar que esta falla es la fuente sismogénica más probable.

El terremoto de *Vielha* (19.11.1923) es el evento de mayor magnitud ocurrido en Cataluña durante el periodo instrumental. Aunque se disponen de datos instrumentales del terremoto, no se ha calculado su mecanismo focal. Las señales sísmicas registradas en cuatro estaciones distintas (EBRE, FABRA, PARIS, TOLEDO) han sido restauradas y digitalizadas en dos publicaciones (Susagna et al., 1994; Samardjieva et al., 1998) y suponen un material de gran interés que podría compararse con sismogramas sintéticos generados a partir de una hipotética falla. Aunque aquí no se ha seguido esta aproximación, la identificación de la FNM como responsable de este sismo y su caracterización geológica (expuesta en los siguientes capítulos) constituyen la información necesaria para que en un futuro puedan generarse sismogramas sintéticos. Éstos permitirían determinar con mayor certeza si la FNM es la posible fuente sísmica y clarificar el tipo de mecanismo que generó el terremoto.

Terremoto de la *Ribagorça*, 3 de Marzo de 1373

El método de Gasperini ha sido aplicado a los 21 datos de intensidad (Fig. 1.2) del terremoto de la *Ribagorça* (3.3.1373) recopilados y evaluados por Olivera et al. (2006), cuyos valores están comprendidos entre IV y VIII-IX (MSK). Olivera et al. (2006) localizan el epicentro en la *Ribagorça* (42°38' N, 0°41' E) con un área de incertidumbre de 20-50 km, asignándole una magnitud $M=6,2$, una profundidad epicentral de 16 km (entre 10 y 20 km considerando la incertidumbre). Debido a la escasez y a la distribución distante y heterogénea de los puntos para los que se conoce la intensidad, el rectángulo que resulta del análisis macrosísmico a partir de estos datos no es fiable (Fig. 3. 4).

El epicentro calculado por el programa se deriva del algoritmo desarrollado por Gasperini y Ferrari (1997) a partir de un número reducido de puntos: las intensidades máximas. Si la intensidad máxima pertenece a un intervalo (en este caso VIII-IX), el programa le asigna el valor mínimo e incluye también los otros puntos que tengan asignados ese valor. Según el procedimiento, para este terremoto la intensidad máxima a considerar sería $I_{\max}=\text{VIII}$, para la cual existen sólo 2 puntos (*Ribagorça* y *Casteth-leon*). Si se tienen menos de tres puntos, el procedimiento indica que, para el cálculo del epicentro, se han de considerar también los puntos de un grado de intensidad menor, en este caso, VII. Debido a que los dos únicos datos de $I=\text{VII}$ para el terremoto de la *Ribagorça* (1373) están situados más de 100 km al SE de la zona epicentral, el epicentro calculado por el programa se localiza a ~50 km al SE de esta zona, lo que no es coherente con la distribución de intensidades.

Existe una localidad cercana al epicentro, Vila, en la que el terremoto produjo alteraciones hidrológicas y a la que Olivera et al. (2006) no asignan intensidad. Se ha considerado que dado el tipo de efecto documentado podría ser razonable asignar a esta localidad una $I \geq VII$ y que por su cercanía al epicentro y por estar situada entre *Casteth-leon* ($I=VIII$) y la *Ribagorça* ($I=IX-VIII$), le corresponde una $I \geq VIII$. Incluyendo este nuevo punto de intensidad en el conjunto de datos analizados, se obtiene un segundo resultado (Fig. 3. 4), con un epicentro dentro del área de incertidumbre definida por Olivera et al. (2006). Esta modificación del inventario de intensidades muestra que la solución es muy inestable y por lo tanto no puede considerarse válida. La orientación de la fuente sísmica sigue siendo poco robusta, ya que sólo se realiza a partir de 4 puntos (3 puntos si se considera *Vila*) que no han sido seleccionados de un conjunto de datos cercanos al epicentro sino que son los únicos disponibles (Fig 3. 4).

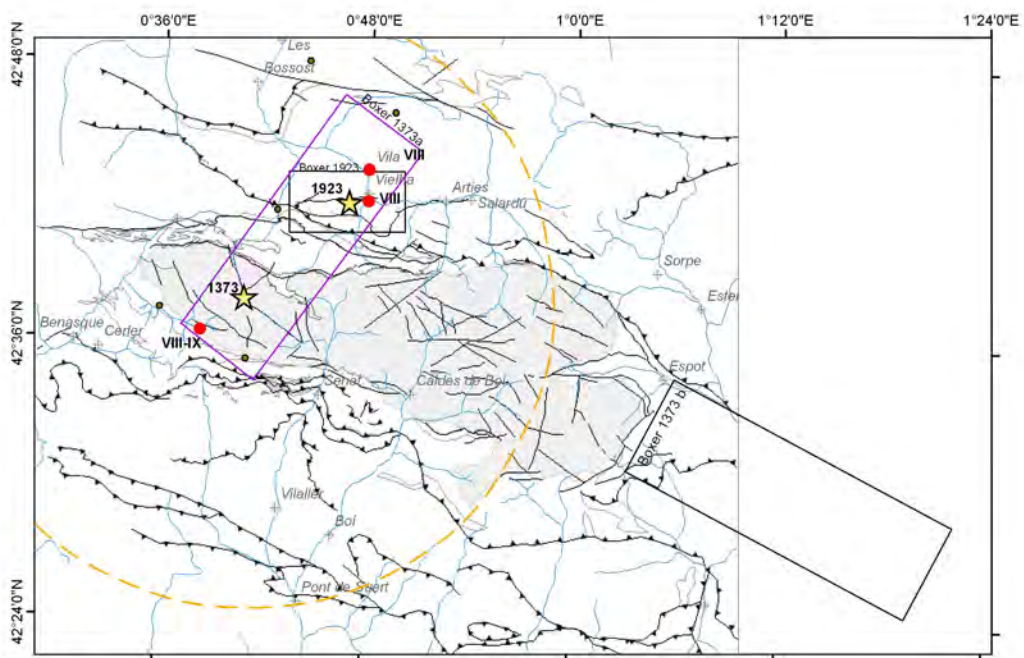


Fig. 3. 4 Proyección del área de ruptura del terremoto de la *Ribagorça* (3.3.1373) calculada según la metodología propuesta por Gasperini et al. (1999) a partir de **a.** los datos de intensidad recopilados y evaluados por Olivera et al. (2006) y facilitados por C. Olivera (IGC) y **b.** los mismos datos más la consideración de una $I=VIII$ para la localidad de Vila y la supresión aleatoria de uno de los datos de $I=VI$. Se ha incluido la proyección del área de ruptura del terremoto de *Vielha* (19.11.1923).

Existencia de fallas en la zona

El resultado del análisis macrosísmico realizado aquí para el terremoto de la *Ribagorça* no ha sido tenido en cuenta para el análisis geomorfológico posterior. En cambio, se ha considerado el área epicentral definida por Olivera et al. (2006) como el área donde es más probable localizar la falla responsable del sismo de 1373. En la Fig. 3. 3 se muestra como la proyección del área de ruptura del sismo de 1923 queda incluida dentro del área epicentral del sismo de 1373, con lo cual no puede descartarse que ambos terremotos hayan

sido producidos por la FNM. Aún así, se ha realizado un estudio geomorfológico de toda el área de incertidumbre del terremoto cuyos resultados se detallan en los próximos capítulos.

3.3 ANÁLISIS DEL CONJUNTO DE LA SISMICIDAD INSTRUMENTAL

3.3.1. Elección del catálogo

En la Fig. 3. 5 se recogen las características de los catálogos sísmicos del ICC (completo) y del IGN (selección) para el periodo 1977-2005 (IGC, 2006; IGN, 2006). Para poder comparar ambos catálogos, el estudio se ha limitado al área cubierta por el ICC. En la Fig. 3. 6 se ha proyectado el conjunto de datos proporcionado por ambas instituciones para toda la zona que abarca el catálogo del ICC. El número de terremotos ocurridos en el NE de la península que figuran en el catálogo del IGN (2006) es menor que en el del ICC (2006) (Fig. 3. 5). La proyección sobre el mapa de la región, sin embargo, parece sugerir lo contrario. Este efecto se debe a que las localizaciones del IGN (2006) son menos precisas y su proyección ocupa un área mayor. Este efecto también se produce al proyectar el conjunto de sismos registrados en el Pirineo Central (Fig. 3. 7). La selección de los terremotos cuyos epicentros quedan incluidos en la zona de la Maladeta se ha denominado *fente Maladeta*, frente a la *fente COMPLETA*, que corresponde a todos los terremotos proporcionados en el catálogo del ICC (2006). La *fente Maladeta* comprende toda el área mostrada en la Fig. 3. 8 y equivale aproximadamente a la fuente analizada por Olivera y Fleta (1996).

Catálogo	Mmax	Datos con profundidad asignada	Datos con magnitud asignada	Nº de terremotos
IGN1977-2005 <i>fente COMPLETA</i>	5	3790	3790	3969
ICC1977-2005 <i>fente COMPLETA</i>	5,2	3170	4269	5758
ICC1989-2005 <i>fente COMPLETA</i>	5,2	2708	3580	4931
ICC1977-2005 <i>fente Maladeta</i>	4	469	653	775
ICC1989-2005 <i>fente Maladeta</i>	3,5	414	581	680

Fig. 3. 5. Características de los dos catálogos sísmicos analizados: el del IGN (2006) y del ICC (2006). Para el catálogo del ICC (2006) se han especificado también las características del subconjunto del periodo 1989-2006, y de los sismos de la zona de estudio (*fente Maladeta*).

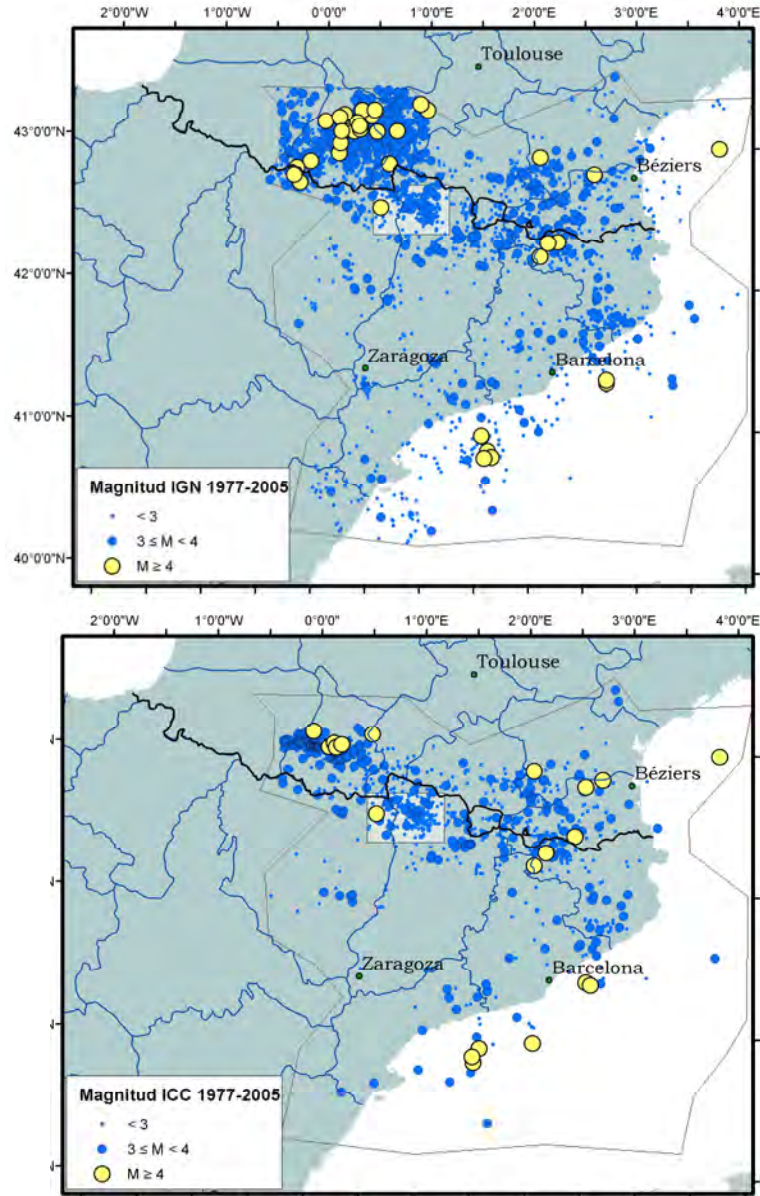


Fig. 3. 6 Sismos proporcionados por el IGN (**arriba**) y por el ICC (**abajo**) para la *fente COMPLETA*, cubriendo el intervalo 1977-2005. Se ha señalado con un polígono de borde gris el área que abarca el catálogo sísmico del ICC, a partir de la cual se han seleccionado los sismos del catálogo completo del IGN. La zona de estudio viene indicada por un rectángulo blanco y los límites provinciales, con líneas azules.

Para comparar la precisión en la localización de los terremotos de ambos catálogos se ha analizado el error cuadrático horizontal asociado a cada epicentro (ERH). Este error viene especificado para un número mucho mayor de datos en el catálogo del ICC, mostrando en su mayoría unos valores inferiores a los 5 km, mientras que en el catálogo del IGN, el ERH oscila entre 0 y 10 km.

En definitiva, para la zona de estudio, el catálogo del ICC presenta una mejor calidad de registro, que se debe principalmente al número y a la localización con respecto a los epicentros de las estaciones sísmicas que esta institución tiene en funcionamiento desde el año 1989. Se ha elegido así este catálogo para realizar el análisis de los terremotos ocurridos en la zona de estudio.

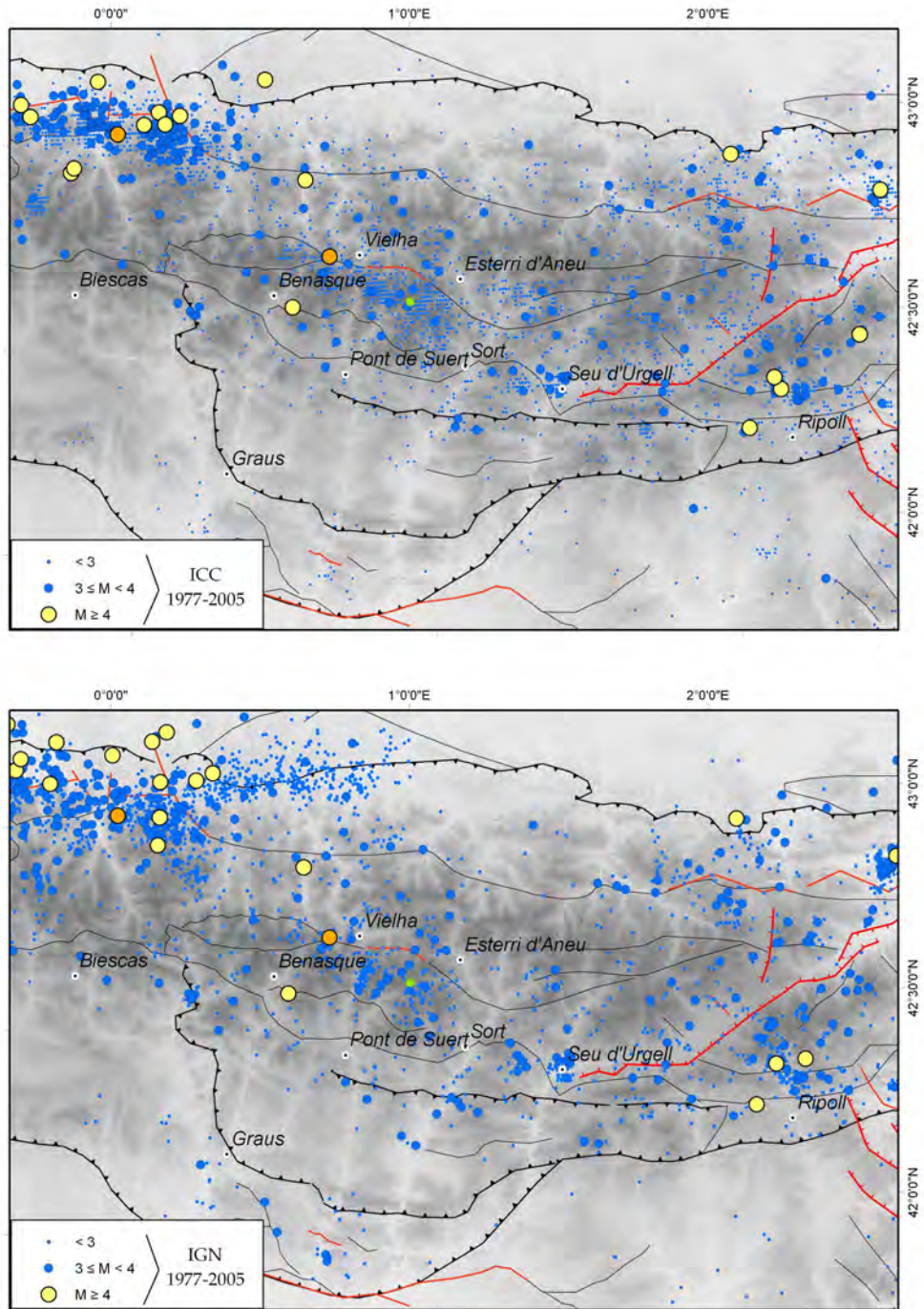


Fig. 3. 7 Sismos ocurridos en el Pirineo Central durante el intervalo 1977-2005 según los datos proporcionados por el ICC (**arriba**) y por el IGN (**abajo**). Para la identificación de las fallas activas (en rojo), consultar la Fig. 2. 1.

3.3.2. Análisis de la distribución de la sismicidad

Ya se ha comentado anteriormente que la zona de estudio es una de las de mayor sismicidad instrumental del Pirineo (Fig. 1.1). Olivera y Fleta (1996) analizaron la microsismicidad del periodo (1986-1993) en la zona, diferenciando un núcleo en el interior del macizo alineado a favor de fracturas NW-SE, con una profundidad máxima de 16 km y otro núcleo en torno al epicentro del terremoto de *Vielha*, con una profundidad máxima de 6 km. Con la intención de obtener más información sobre la distribución de la sismicidad de esta región, se ha analizado la microsismicidad según el catálogo instrumental del ICC (2006), que al realizar este trabajo comprendía el periodo de tiempo entre 1977 y 2005. Se ha estudiado así la distribución geográfica de los epicentros, la distribución en profundidad de los hipocentros y la relación frecuencia-magnitud para ese periodo.

Distribución geográfica de los epicentros y distribución en profundidad de los hipocentros

Para asociar un conjunto de eventos a una determinada falla, se ha de considerar la estructura de la zona de forma que pueda localizarse en la superficie la proyección del área de ruptura o identificarse en profundidad el plano de falla. En la zona de estudio se cuenta con cartografías geológicas previas y con el perfil sísmico ECORS (sección 1.4), materiales de los cuales puede inferirse la disposición de las estructuras principales.

En la Fig. 3. 8 se muestra la proyección en superficie de todos los eventos ocurridos entre 1977 y 2005, y su distribución con respecto a las unidades litológicas y estructurales.

Eventos mayores

Como ya ha quedado expuesto anteriormente, el terremoto de *Vielha* se produjo en la FNM, que es un segmento del cabalgamiento de *Gavarnie*. Durante el periodo analizado se han producido dos sismos de M entre 3 y 4 que pueden ser atribuidos a esta estructura. El único evento de $M \geq 4$ registrado entre 1977 y 2005 (punto rojo en Fig. 3. 8) se localiza en uno de los cabalgamientos de *Castanesa* (enraizados en el cabalgamiento de *Rialp*), mientras que la mayoría de terremotos de magnitud $M = 3-4$ ocurren en el interior del macizo.

Eventos menores

La mayoría de los epicentros se distribuye según una tendencia WNW-ESE, que ya fue observada en la microsismicidad del periodo 1989-1999 por Souriau et al. (2001). Esta alineación se prolonga hacia el W, fuera del macizo de la Maladeta, siguiendo la orientación del cabalgamiento de *Gavarnie*. La concentración de sismos parece estar confinada a la región entre las trazas de los cabalgamientos alpinos de *Gavarnie* y de *Rialp*. En las cercanías del epicentro del terremoto de *Vielha* (19.11.1923) se observan algunos sismos, aunque no los suficientes como para asignarle una mayor actividad a ese segmento de la FNM. Olivera y Fleta (1996), en su análisis de la sismicidad del Macizo de la Maladeta ocurrida entre los años 1986-1993 reconocen un núcleo de eventos en esta zona, con unas profundidades en torno a los 6 km. Si bien no se ha detectado tal concentración en este estudio, si se ha detectado una ausencia de sismos en la parte central de la FNM, en la zona comprendida entre *Arties* y el *Port de la Bonaigua* (Fig. 3. 8).

Según las localizaciones medias del catálogo analizado, los sismos no pueden asociarse a esta estructura ya que el cabalgamiento buza al norte, con lo cual los eventos que se hubieran producido en ella deberían quedar proyectados al norte y no al sur. Debido a los

errores cuadráticos de localización horizontal de los terremotos en esta zona (ERH medio = 1,6 km), y al alto buzamiento del cabalgamiento de *Gavarnie* (~ 80° N) no puede descartarse que los eventos más cercanos a la traza del cabalgamiento estén siendo producidos en él.

La revisión en detalle de la distribución de los sismos permite identificar núcleos de eventos en el interior del macizo, así como zonas de silencio sísmico tanto al norte como al sur de la Maladeta. La relación de estos núcleos de sismicidad con fallas localizadas en el macizo se vuelve a tratar más adelante (sección 8.3.). Como se verá en el próximo capítulo, el espaciado entre posibles fallas activas en el interior del macizo es demasiado pequeño como para que se les pueda atribuir eventos concretos, ya que éstos tienen errores asociados de orden kilométrico.

El mayor número de sismos se localiza en el interior del macizo con profundidades variables entre los 0 y los 12 km. El examen de la distribución geográfica de los epicentros considerando la profundidad de los eventos (Fig 3.9) sugiere que se de una concentración en una franja aún más estrecha de los sismos profundos según una banda paralela al cabalgamiento de *Gavarnie* situada al sur de éste. Souriau y Pauchet (1998) determinaron un límite inferior para los hipocentros en la Maladeta entorno a los 12 km, profundidad que asociaron al límite frágil-dúctil de la corteza. Para estudiar mejor este límite y poder establecer su correlación con estructuras de orden mayor, se han seleccionado dos conjuntos de eventos cuyos hipocentros han sido proyectados según 4 planos verticales orientados N-S y NE-SW, direcciones perpendiculares a las estructuras locales (Fig. 3.9 y Fig. 3.10).

Como puede verse en la Fig. 3. 10, la interrupción de la sismicidad ocurre a mayores profundidades hacia el norte, coincidiendo esta tendencia con la localización de la base del Manto de *Rialp*. De hecho, los eventos de mayor profundidad (12-20 km) se limitan, en mapa, a una franja de 6-7 km de ancho (Fig. 3. 9). Esta franja sigue aproximadamente la traza del cabalgamiento de *Gavarnie*, respecto al cual se sitúa inmediatamente al sur salvo en la zona oriental, en que queda desplazada al sur varios kilómetros. Para una mejor correlación de las estructuras y los terremotos, se ha proyectado la sismicidad de la zona sobre el corte geológico derivado del ECORS (Fig. 3. 11), incluyendo los terremotos ocurridos en un margen de 10 km a ambos lados de la transversal.

La proyección de la sismicidad en profundidad permite asociar la distribución de eventos a las estructuras principales que se observan en el perfil sísmico ECORS. La base del manto de *Rialp* (o de *Bono*) podría suponer un límite inferior para la ocurrencia de sismos. A su vez, los sismos de $M \geq 3$ parecen concentrarse tanto en este cabalgamiento como al cabalgamiento de *Gavarnie*, del que es parte la FNM.

La profundidad estimada para el terremoto de la *Ribagorça* (3.3.1373) por Olivera et al. (2006) es inferior a los 10 km (entre 10 y 20 km). Por otra parte, el área de incertidumbre asociada al epicentro del terremoto se sitúa dentro de la proyección en superficie del cabalgamiento de *Rialp* y coincide parcialmente con la del cabalgamiento de *Gavarnie*. Aunque el cabalgamiento de *Gavarnie*, y en especial su segmento correspondiente a la FNM podría ser la fuente de este sismo, la existencia de una franja de concentración de eventos a profundidades > 12 km asociada al cabalgamiento de *Rialp* parece indicar que el terremoto pudiera haber tenido lugar en este último.

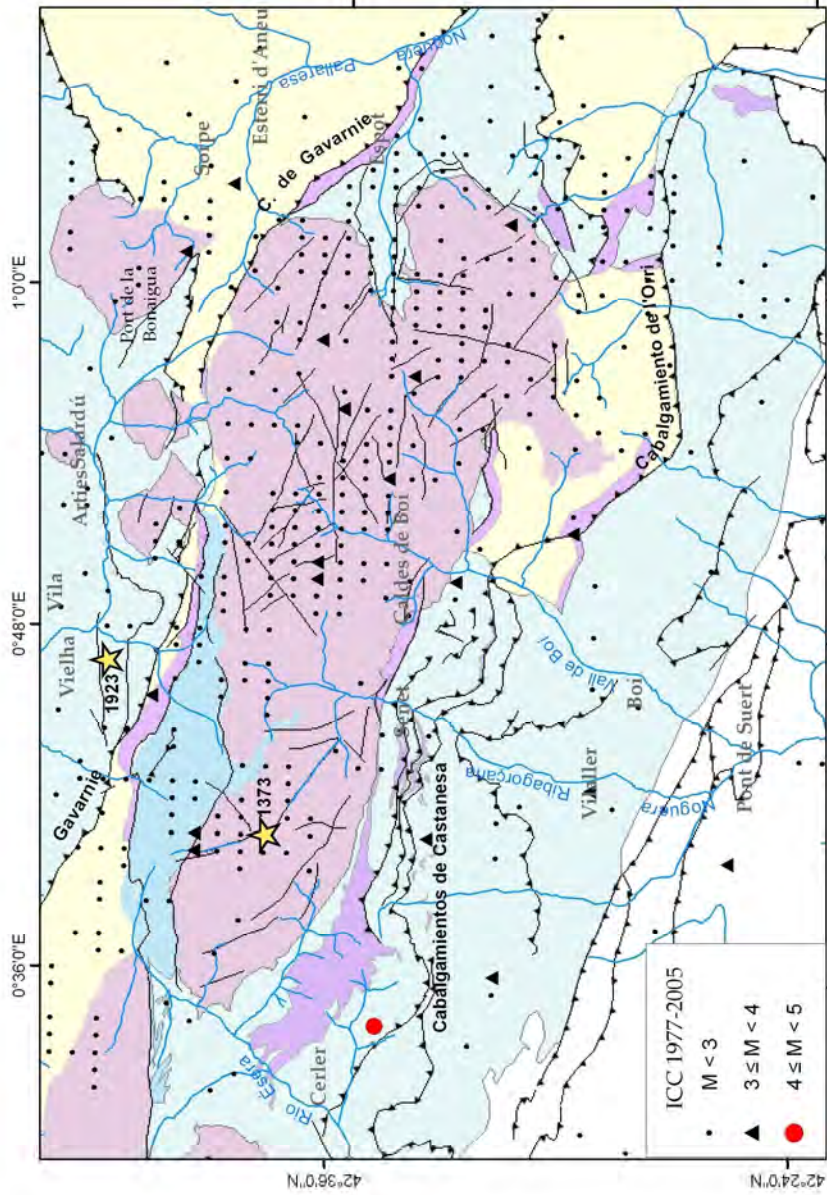


Fig. 3. 8. Distribución geográfica de los eventos sísmicos ocurridos en la zona de estudio entre 1977 y 2005 según el catálogo del ICC en el que se especifica la magnitud asignada. El conjunto de datos se ha localizado sobre el mapa geológico. Para consultar la leyenda geológica véase la Fig. 1.7. La proyección de los sismos sólo permite establecer una mayor actividad en el interior de la Maladeta, sin poder atribuir los eventos a fallas concretas. Se han incluido los epicentros de los terremotos históricos (círculos verdes) de 1373 (1) y 1923 (2).

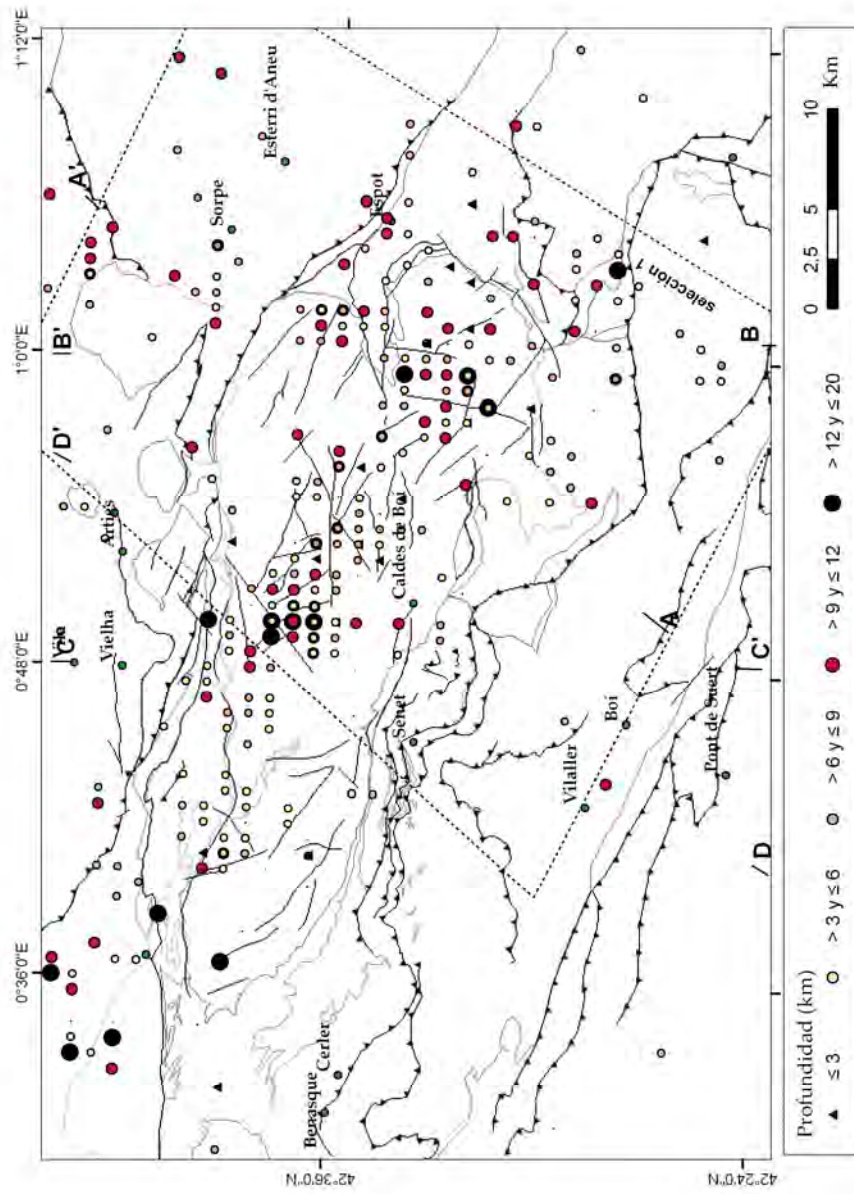


Fig. 3. 9. Distribución geográfica y profundidad de los eventos sísmicos ocurridos en la zona de estudio entre 1977 y 2005 según el catálogo del ICC. Se ha indicado la selección de terremotos y la localización de los planos de proyección que se muestran en la Fig 3.10. Véase Fig. 3.8 para los nombres de las principales estructuras.

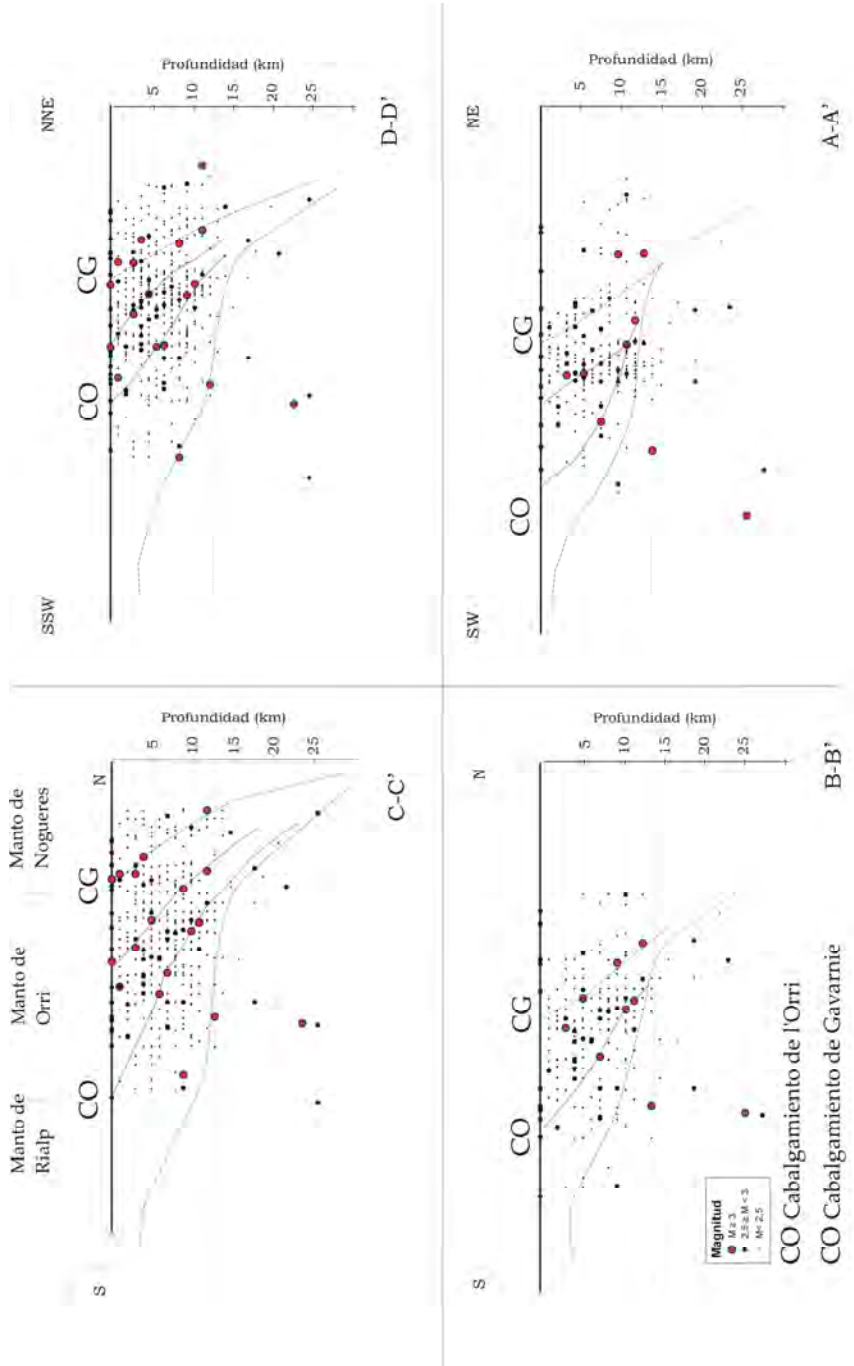


Fig. 3. 10. Profundidad de los eventos sísmicos ocurridos entre 1977 y 2005 (catálogo ICC) según los cortes A-A', B-B' y C-C' localizados en la Fig. 3. 9. Las secciones AA' y BB' sólo contienen los sismos que se incluyen en la sección 1. Se han indicado las trazas del cabalgamiento de l'Orri y de Gavarnie, utilizadas en la interpretación de las estructuras en profundidad junto con los datos de la Fig. 3.11. Sin exageración vertical.

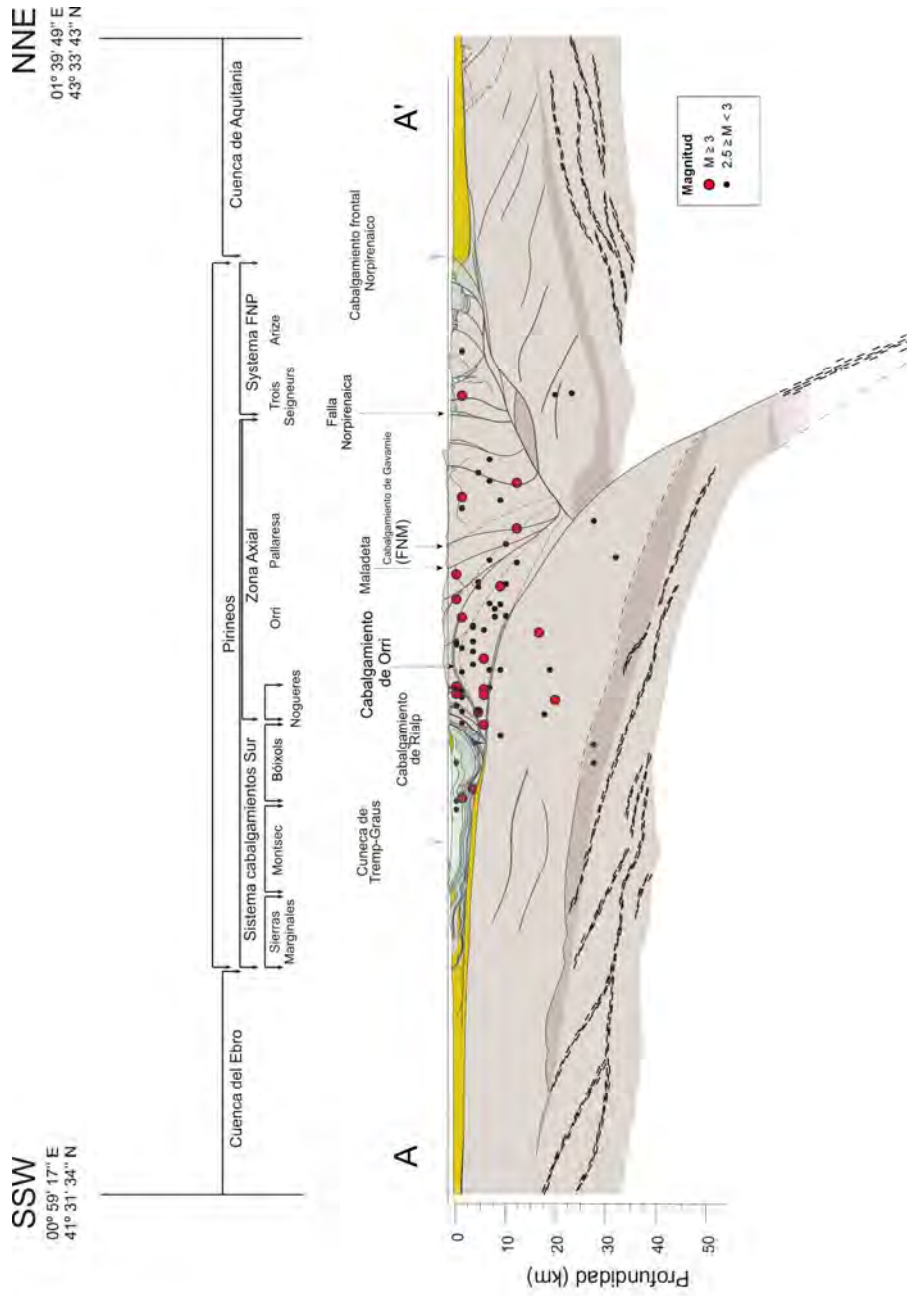


Fig. 3. 11. Distribución en profundidad de la sismicidad recogida en el catálogo del ICC (periodo 1977-2005) a lo largo del segmento ECORS (ver Fig. 1.7 para localización). El corte geológico ha sido modificado de Roca et al. 2004. Sin exageración vertical.

Relación magnitud-frecuencia

De acuerdo a la ley de Gutenberg-Richter, la energía liberada por el conjunto de sismos en una región es constante para cierto periodo de tiempo considerado y ocurre con la misma relación de frecuencia-magnitud de sismos, que responde a una curva logarítmica. Esta relación viene expresada en la siguiente ecuación:

$$\text{Log (N)} = a - b M \quad \text{Eq. 3.1}$$

en la que N es el número acumulado de sismos de magnitud M o superior que se han registrado en la región seleccionada. Según esta ley, es de esperar que la energía liberada por el conjunto de sismos de una determinada magnitud sea igual para todas las magnitudes de los terremotos que tengan lugar en el área. Esta asunción permite detectar el límite inferior de detección de la red sísmica (M bajo la cual cambia la pendiente de la curva). Este tipo de análisis de la relación magnitud-frecuencia se usa para conocer el número de eventos de una determinada magnitud que cabe esperar en una zona sísmica en un periodo de tiempo concreto así como para detectar irregularidades en la distribución de la energía, que son interpretadas como asperezas o barreras en la corteza. Al mismo tiempo, permite evaluar la calidad del catálogo sísmico analizado, ya que la mayoría de las regiones sísmicas presentan valores de $b \sim 1$ (Souriau y Pauchet, 1998). Si los terremotos de baja intensidad no están correctamente representados (están infraestimados por no tener la red sísmica un límite de detección suficiente), los valores de b obtenidos pueden ser superiores al valor real. El parámetro b está relacionado con la magnitud del esfuerzo y con el mecanismo de deformación característico de la fuente, de modo que valores bajos de b están asociados a deformación frágil mientras que los valores altos (aprox. $b > 1,5$) caracterizan deformación dúctil o por “deslizamiento friccional” (Scholz, 1968). En la zona de *Arudy* (Pirineos Orientales), se han realizado estudios de distribución de la frecuencia-magnitud de los terremotos detectándose variaciones del parámetro b entre 0,45 y 1,79 de una zona a otra cercana (Sylvander 1999). Otro ejemplo de aplicabilidad del análisis es la estimación de ocurrencia de 1 terremoto de $M=6$ cada 150 ± 40 años en los Pirineos hecha por Souriau y Pauchet (1998), corroborada por la ocurrencia de 4 terremotos de magnitud estimada $M \geq 6$ en los últimos 600 años.

No obstante, la fiabilidad del análisis requiere que se cumplan una serie de asunciones como que la región analizada tenga una misma identidad sismotectónica y que el periodo de tiempo analizado sea representativo de la actividad acumulada a largo plazo. En regiones con terremotos de $M \geq 6$, se ha comprobado que el límite de magnitud $M \sim 6$ define un cambio en la pendiente de la relación Gutenberg-Richter, relación que a su vez varía también significativamente con la consideración de datos paleosismológicos (Schwartz y Coppersmith, 1984).

Relación de Gutenberg-Richter para el entorno del macizo de la Maladeta

La relación magnitud frecuencia ha sido analizada para el catálogo del ICC de los años 1977-2005 por una parte y 1989-2005 por otra. Se ha analizado la totalidad del área cubierta por este catálogo (fuente *COMPLETA*), por una parte y el entorno de la Maladeta (fuente *Maladeta*), por otra. La razón por la que se han analizado conjuntamente la *fuente COMPLETA* y la *fuente Maladeta* es porque la comparación de resultados permite valorar la calidad del registro seleccionado para el área de estudio.

Para determinar el rango de magnitudes analizadas, del cual se derivará la relación Eq. 1, es preciso que se conozca con precisión la magnitud-límite de detección de la red

sísmica y que el conjunto de datos analizado sea suficientemente completo. El límite de detección de los subconjuntos se sitúa en $M=2$, para el periodo 1989-2005 y en $M=2$ para el periodo 1977-2005 (Fig. 3. 12, Fig. 3. 13).

La Fig. 3. 12 muestra las rectas de regresión obtenidas para ambos conjuntos para el periodo 1989-2000. Para la *fuerza Maladeta* se obtiene un valor de $b = 1,10$, mientras que para la *fuerza COMPLETA* es de $b = 1,03$. Este mismo análisis se hizo también para el catálogo del periodo 1977-2005 (Fig. 3. 13), obteniéndose unos valores de $b = 1,22$ y $b = 1,15$, respectivamente. Por consiguiente, tanto si se considera el periodo el registro instrumental completo del ICC (1977-2006) como si se considera sólo el periodo 1989-2005, la *fuerza Maladeta* presenta valores superiores a los de la *fuerza COMPLETA*. El hecho de que los valores de b sean menores para el periodo 1989-2005 se debe en parte a la consideración de sismos de M entre 2 y 2,5. En cualquier caso, para el periodo 1989-2005, ambos valores están en consonancia con los valores obtenidos por Souriau y Pauchet (1998) para el conjunto de los Pirineos, $b = 1,1 \pm 0,1$. Estos resultados indican que el subconjunto de sismos para la *fuerza Maladeta* tiene una calidad aceptable (tamaño suficientemente representativo y conjunto de datos no sesgado). La mayor completitud del catálogo a partir del principio de los noventa está directamente relacionada con la mejora de la red sísmica del ICC. Estas mejoras hacen que la relación de Gutenberg-Richter del periodo 1989-2006 sea más fiable para la estimación de la recurrencia de la zona de estudio que la del registro de 1977-1989.

Para ambos conjuntos de datos, la desviación con respecto a la recta de regresión, independientemente del periodo analizado, es mayor para los datos de mayor magnitud. Esta desviación puede estar indicando que el registro temporal no es lo suficientemente completo pero también puede resultar de una mayor influencia de los valores de magnitud menores (más abundantes) en el cálculo de la regresión lineal.

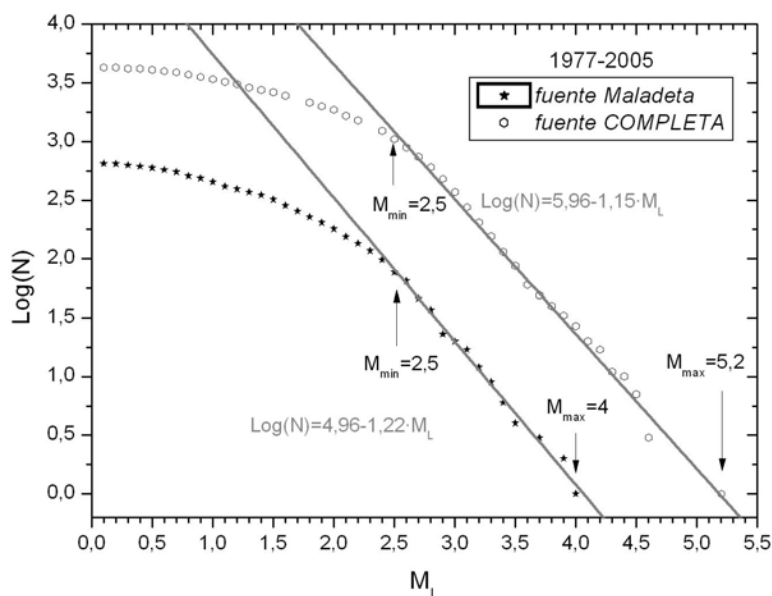


Fig. 3. 12. Número acumulado de terremotos (N) frente a la magnitud (M) de éstos (relación de Gutenberg-Richter) para la *fuerza COMPLETA* y para la *fuerza Maladeta*, a partir de los datos para el periodo 1977-2005 del ICC (2006). El cambio de pendiente de la envolvente indica el límite de detección a partir del cual es fiable el registro. Los valores de R^2 asociados a las rectas de regresión son de 0,99 para *ambas fuentes*.

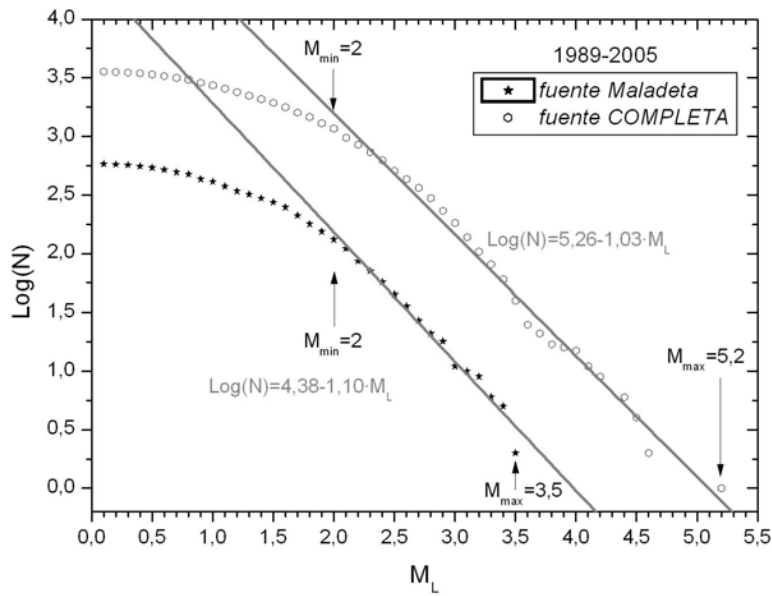


Fig. 3. 13 Número acumulado de terremotos (N) frente a la magnitud (M) de éstos (relación de Gutenberg-Richter) para la *fuente COMPLETA* y para la *fuente Maladeta*. a partir de los datos para el periodo 1989-2005 del ICC (2006). El cambio de pendiente de la envolvente indica el límite de detección a partir del cual es fiable el registro. Los valores de R² asociados a las rectas de regresión son de 0,99 para *fuente COMPLETA* y 0,98 para *fuente Maladeta*.

En la Fig. 3. 14 se recogen los valores de *a* y *b* obtenidos en este análisis y se comparan otros valores publicados para la misma fuente (Olivera y Fleta, 1996) y para una fuente mayor, “font 8”, que pertenece a la zonación sísmica realizada por el ICC (Secanell et al., 2004) en la cual estaría incluida la zona de estudio.

Autor	Catálogo	Nombre de la fuente	Dimensiones de la fuente (km ²)	Rango temporal	Parámetros de la relación Gutenberg-Richter	
					a	b
Este trabajo	Instrumental	<i>Maladeta</i>	~2323	28 años (1977-2005)	4,96	1,22
Este trabajo	Instrumental	<i>Maladeta</i>	~2323	16 años (1989-2005)	4,38	1,10
Olivera y Fleta, 1996	Instrumental		~2160*	8 años (1986-1993)	~4*	1,30
Perea, 2006	Instrumental + histórico	Font 8	7700	630,5 años	6	1,21

* Valor estimado a partir de las figuras y gráficas presentadas en Olivera y Fleta (1996).

Fig. 3. 14 Tabla comparativa de las fuentes analizadas y de los valores obtenidos para los índices de la relación de Gutenberg-Richter según diferentes autores.

Periodos de recurrencia

El valor de b para la Eq. 3.1 obtenido para la fuente *Maladeta* del análisis del periodo 1989-2005 es inferior a otros valores de b calculados considerando áreas mayores y combinando registro instrumental e histórico (Perea, 2006) así como el obtenido por Olivera y Fleta (1996) para la misma zona y un periodo de tiempo diferente.

Según esta relación (Fig. 3. 12), cabría esperar que ocurriera 1 terremoto de $M \geq 4,5$ en la zona cada 16 años. Con esta misma relación, se estima la ocurrencia de un terremoto de $M \geq 5$ cada ~ 210 años, uno de $M \geq 6$ cada ~ 2655 años y un terremoto de $M \geq 6,5$ cada ~ 9421 años. La relación de Gutenberg-Richter para terremotos de $M \geq 6$ no presenta, por lo general, la misma tendencia que para magnitudes inferiores sino que se desvía hacia valores más positivos (Schwartz y Coppersmith, 1984). De este modo, las recurrencias esperadas son mayores a las que se derivan de la regresión presentada aquí.

En los últimos 55 años han ocurrido 3 terremotos de $M \geq 4$ en la región según el catálogo del ICC (en 1950, 1969 y 1982), con lo cual cabría esperar la ocurrencia de un terremoto de estas características en los próximos años. Por otra parte, el último sismo de $M \geq 5$ registrado en la zona es el terremoto de *Vielha* (19.11.1923), que ocurrió hace 84 años. El registro instrumental del ICC, que comienza en 1900, no documenta ningún terremoto de $M \geq 5$ en esta zona a parte del terremoto de *Vielha*. Según esta relación, es poco probable que ocurra otro sismo de $M \geq 5$ en los próximos 100 años.

Según el catálogo de sismicidad histórica del ICC (2006), en la zona estudiada, sólo ha ocurrido un sismo de $M \geq 5$ durante el periodo histórico (desde el año 880 A.C. hasta 1900), que se corresponde al terremoto de la *Ribagorça* (1373). Es muy probable que hayan ocurrido sismos $M \sim 5$ con anterioridad al de *Vielha* pero que no se hayan documentado en los archivos históricos o no se hayan descubierto sus evidencias historiográficas todavía. Por ello, no es posible evaluar el tiempo transcurrido entre un sismo y otro de esta magnitud o superior.

3.4. RECAPITULACIÓN

El análisis macrosísmico mediante la aplicación del método de Gasperini ha proporcionado unas estimaciones de la magnitud asociada a los terremotos de *Vielha* (19.11.1923, $M_w = 5,8$) y de la *Ribagorça* (3.3.1373, $M_w = 6,5$) que concuerdan con los datos publicados por el Susagna et al. (1994) y Olivera et al. (2006). Para el terremoto de *Vielha*, además, ha permitido identificar la falla Norte de la *Maladeta* (FNM, segmento del cabalgamiento de *Gavarnie*), como su fuente sismogénica.

El análisis microsísmico ha permitido reconocer una mayor concentración de eventos en el interior de la *Maladeta* y bajo ésta. La distribución geográfica y en profundidad de los eventos sugiere que éstos estén asociados a las estructuras principales de la zona y se den a profundidades por encima de los 12 km (corteza sismogénica). Así, parece razonable que el terremoto de la *Ribagorça*, de profundidad hipocentral entre 10 y 20 según Olivera et al. (2006), se produjera a menos de 12 km, probablemente a una profundidad entre 10 y 12 km. Los sismos de $M \geq 3$ parecen distribuirse en profundidad según el cabalgamiento de *Rialp* y la FNM.

La relación de Gutenberg-Richter (magnitud vs. frecuencia) de los eventos de $M \geq 2$ ocurridos en la zona de estudio durante el periodo 1989-2005 presenta un valor del índice $b= 1,1$ en acuerdo con los esperados para la mayoría de las regiones sísmicas. De ella se infiere una recurrencia de 16 años para eventos de $M \geq 4$, en consonancia con el registro sísmico de los últimos 55 años, y de 210 años para eventos de $M \geq 5$.

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

4.1. MÉTODO DE TRABAJO

En el capítulo anterior se determinaron las zonas de la superficie en las que es más probable que se localicen las fallas sismogénicas de la región. Con ello quedaron definidas dos zonas donde realizar el estudio neotectónico: el entorno del epicentro del terremoto de *Vielha* (19.11.1923) y el interior del macizo de la Maladeta. Dado que en la zona ya habían sido descritos otros indicadores de tectónica activa (Bordonau y Vilaplana, 1986; Moya y Vilaplana, 1992), el inicio del estudio estuvo focalizado en los sectores donde éstos se encuentran (*Port de Vielha, Barrancs-Escaleta*).

La herramienta de trabajo principal para la identificación de fallas activas ha sido la **geomorfología tectónica**, por lo que la cartografía se ha centrado en los elementos (formas y depósitos) generados por procesos de deformación tectónica o afectados por ella. La técnica empleada para este estudio se inspira en la metodología clásica común a otros estudios de geomorfología (Ej.: en Vilaplana, 1983) y ha consistido en: 1) la fotointerpretación geomorfológica, 2) el análisis básico de mapas topográficos, 3) el reconocimiento de campo y la cartografía de detalle en campo, 4) la cartografía digital, 5) el análisis del modelo digital considerando la información topográfica y por medio de visualizaciones 3D, y 6) el análisis de la cartografía digital. En general, estos pasos se han seguido de forma consecutiva pero el desarrollo de la investigación ha requerido, en varias ocasiones, volver a realizar pasos anteriores. Por ejemplo, algunas de las fotografías aéreas se han vuelto a consultar durante los pasos sucesivos a la fotointerpretación y el contenido interpretativo de la cartografía digital ha sido modificado tras su análisis.

4.1.1. Fotointerpretación y análisis básico de mapas topográficos y ortofotos.

Se realizó la fotointerpretación del área de estudio para una primera identificación de elementos y zonas de interés. Se ha puesto atención a los elementos recogidos en la

Fig. 4. 1 y comentados en las próximas secciones.

Las fotografías aéreas (pares estereoscópicos) utilizadas son de escala 1:18000 (zona de Lleida) y 1:20.000 (zona de Huesca) y corresponden al vuelo 10159 (Junio de 1975) del ICC y a los vuelos realizados por la Dirección General de Política Alimentaria en Octubre de 1989 y Julio y Agosto de 1990. El área estudiada tiene una extensión de 430 km² por lo que su fotointerpretación requiere cerca de 300 fotografías aéreas.

A diferencia de los elementos que por si solos pueden indicar tectónica activa, que han sido cartografiados de forma sistemática, los elementos que pueden estar afectados por el movimiento a favor de fallas, los **marcadores geomorfológicos**, sólo han sido cartografiados en las inmediaciones de escarpes y de facetas triangulares.

La fotointerpretación se hizo en paralelo a la localización de los elementos de interés en mapas topográficos y ortofotos 1:25000 (del ICC y de la DGA). Los mapas topográficos se consultaron para identificar zonas de poca pendiente y zonas de cambio brusco de pendiente y para la realización de cortes topográficos iniciales. En ellos también se localizaron los materiales geológicos descritos y cartografiados por Zwart (1965), García Sansegundo (1991a) y Arranz (1997). Localmente, y en base a observaciones de campo, se modificó la traza de los contactos geológicos cartografiados por estos autores, y en el caso de las cartografías de Zwart (1965, 1979), también se actualizó la edad de algunos de los materiales presentes en la zona (Mapa geológico, Anexo I). La cartografía geológica se digitalizó y posteriormente, se completaron algunas zonas con los mapas de Ríos et al. (2002) y del IGC (2007).

Una de las herramientas más utilizadas en la caracterización geomorfológica de fallas activas son los parámetros morfométricos de la red de drenaje (Ej.: índices que caracterizan los frentes montañosos asociados a fallas, los cursos de los ríos que las atraviesan o las cuencas de drenaje que se ven afectadas por basculamientos tectónicos). Para que estos parámetros puedan ser interpretados en términos de tectónica activa, la zona analizada ha de tener unas características litológicas relativamente homogéneas y un balance de erosión-sedimentación-deformación activa concreto en función de la característica analizada. Por ejemplo, el cálculo de la sinuosidad de un río que discurre paralelo a una falla no es útil si la tasa de sedimentación del río es muy alta; o los índices de gradiente de los tramos de un río no serán indicativos de tectónica activa si la tasa de encajamiento es mucho mayor a las tasas de deformación tectónica.

Se ha considerado que este tipo de análisis no es aplicable al área de estudio por dos razones principales: Por un lado, las tasas de erosión son demasiado elevadas en comparación con la deformación tectónica que se espera para este contexto y por otro lado, el régimen hídrico corresponde al curso alto de los ríos, por lo que la sinuosidad es prácticamente nula de forma natural. Además, la red de drenaje está fuertemente controlada por las características litoestructurales, que al ser muy variables de un valle a otro hacen muy difícil el análisis numérico comparativo de la red de drenaje. Aunque no se ha hecho un análisis cuantitativo, se han examinado puntos en los que el río se encaja o se ralentiza (tiene depósitos de inundación asociados) para revisar en detalle la causa del cambio de régimen, no encontrándose una relación clara de éstos con el índice de actividad tectónica de estructuras próximas.

<ol style="list-style-type: none"> 1) escarpes, tanto rectilíneos como curvos. 2) facetas triangulares. 	PARTE DE LA TRAZA DE UNA FALLA ACTIVA	POSIBLES INDICADORES DE TECTÓNICA ACTIVA
<ol style="list-style-type: none"> 3) zonas empantanadas, turberas y depósitos de inundación anómalos que puedan haber sido generados por el bloqueo de un flujo de agua. 4) cambios en el régimen hídrico, encajamiento del cauce del río mayor o menor al esperado en función del tramo considerado o la litología sobre la que discurre. 5) movimientos de masa, cuya frecuencia suele aumentar en las proximidades de fallas activas. 	RELACIONADOS CON EL MOVIMIENTO DE UNA FALLA	
<ol style="list-style-type: none"> 6) superficies continuas, como superficies de pulido glaciario, superficies planas erosivas o deposicionales. 7) depósitos estratificados o con formas bien definidas (morrenas, glaciares rocosos, abanicos aluviales, depósitos fluviales...) 8) formas erosivas bien definidas (<i>drumlins</i>, rocas aborregadas, cauces de ríos...) 		MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS

Fig. 4. 1. Elementos cartografiados por su interés en el estudio de la geomorfología tectónica.

4.1.2. Reconocimiento de campo y recogida de datos

El reconocimiento de campo incluyó la cartografía de detalle de los elementos de interés identificados en fotografías aéreas y el trazado de los principales contactos geológicos. Se hizo sobre mapas topográficos 1:25000 o 1:5000 según la extensión de los elementos a cartografiar. El trabajo de detalle también se hizo sobre ortofotos 1:5000 (zona de Lleida) y 1:25.000 (zona de Huesca).

Además de la cartografía, el trabajo de campo consistió en la caracterización de los escarpes y las zonas de interés mediante la descripción de depósitos generados o afectados por deformación activa, toma de datos estructurales, descripción de micromorfologías glaciares, realización de esquemas y toma de fotografías.

Este trabajo se realizó en 7 campañas de distinta duración (desde una semana a dos meses) entre los años 2003 y 2006. Además del estudio geológico y geomorfológico, las campañas incluyeron la recogida de datos audiomagnetotéluricos a lo largo de perfiles

seleccionados, la toma de muestras para datación con isótopos cosmogénicos y el muestreo para el estudio paleontológico.

4.1.3. Digitalización de la cartografía y análisis topográfico del modelo digital del terreno.

La cartografía del área de estudio se digitalizó por medio de programas informáticos de dibujo georeferenciado (Microstation® y ArcMap®). En ellos se hizo uso de mapas topográficos 1:5000 digitalizados, ortofotos digitales y un modelo digital del terreno de 30 m de resolución editado por el ICC. Para la zona de Huesca, no se disponían de mapas topográficos de escala 1:5000 y se trabajó con los mapas 1:25.000. La visualización en 3 dimensiones del modelo digital y su iluminación según diferentes ángulos ha permitido apreciar la continuidad de algunos sistemas de escarpes que por su longitud no habían podido apreciarse en fotos aéreas.

Además de los elementos geomorfológicos, también se incluyó la cartografía de litologías y las fallas principales. Gran parte de este trabajo se hizo mediante la digitalización de datos publicados. Se utilizaron los siguientes mapas geológicos:

1. Zwart (1965), Hojas 7 y 4, realizados sobre el mapa topográfico 1:50.000.
2. García Sansegundo (1991a) realizado sobre el mapa topográfico 1:50.000.
3. Arranz (1997) realizado el sobre mapa 1:25.000.
4. Mapa de la serie MAGNA, 1:50.000 del IGME, Hoja 180. Bensaque (Ríos et al., 2002).

La cartografías geológica y el inventario de lineamientos rectilíneos (estudio geomorfológico) a escala 1:50.000 se han incluido en forma de mapas anexos (Mapa Anexo I y II). En total, la zona cartografiada ocupa un área de ~790 km².

4.2. RASGOS NEOTECTÓNICOS Y PRINCIPALES MARCADORES GEOMORFOLÓGICOS

4.2.1. Superficies de aplanamiento

Antecedentes

En la parte nororiental del área de estudio, a ambos lados de las laderas que forman el valle del *Garona*, el paisaje está caracterizado por unas zonas de poco relieve y altitudes comprendidas entre 1990 y 2200 m sobre las que se eleva la zona de cumbres (entre 2700-3400 m). La topografía aplanada, que ha dado lugar a muchos de los topónimos locales (*Pla d'Estany*, *Pla de Beret*, *Pla de Liat*, etc.), contrasta con los grandes desniveles que dominan el paisaje alpino a esas cotas, encontrándose “suspendida” 400-500 m sobre el nivel del río *Garona* (Fig. 4. 2). Estas superficies se reconocen también en otras zonas del Pirineo Central, siendo ya citadas en trabajos de los años 30 (García Sáinz, 1940, entre otros) y analizadas más tarde por Kleinsmiede (1960) y Zandvliet (1960). Mientras que Kleinsmiede (1960) se centró en la zona de la *Val d'Aran*, Zandvliet (1960) abarcó un área mayor comprendida entre la *Garona* y la Noguera Pallaresa (Fig. 4. 3). Al igual que en

otras partes del Pirineo, estas áreas han sido interpretadas como los relictos de superficies de aplanamiento de diferentes generaciones, disectadas por el encajamiento de la red de drenaje cuaternaria. En la zona de estudio, Kleinsmiede (1960), reconoce tres niveles de diferente altitud, aunque sugiere que el nivel inferior pueda corresponder a superficies más elevadas hundidas por movimientos verticales. Zandvliet (1960) identifica dos niveles principales pertenecientes a dos generaciones distintas, siendo la más antigua la más elevada (Fig. 4. 3). Como se comenta a continuación, el análisis topográfico de estas superficies nos ha llevado a considerar que en la zona de estudio existen tan solo dos niveles de superficies separados por la traza de la FNM. En el capítulo 5, se discute la edad estimada para estas superficies y en el capítulo 9, se revisan las hipótesis sobre su origen, su edad estimada y el estado actual del debate surgido en torno a ellas.

Cartografía y análisis topográfico

Los relictos de las superficies fueron delimitados sobre los mapas topográficos 1:25.000 y 1:5000, en los que se identificaron como zonas de bajo relieve todas aquellas áreas que presentan una pendiente $< 20\%$. Esta cartografía inicial fue comparada con el mapa de pendientes derivado del MDT de 30 m elaborado por el ICC. La Fig. 4. 4 muestra el mapa de pendientes derivado del MDT por medio de las herramientas de análisis espacial de ArcGis 9.0®. Para conseguir este mapa se obtuvo un modelo de triangulación del terreno de 5 m de resolución al que se le aplicó el macro *slope map* del paquete *spacial analyst tools*.

El resultado de la interpretación de las áreas de baja pendiente identificadas mediante el análisis topográfico se presenta en el mapa neotectónico del entorno de la FNM (Fig. 4. 7). Los fondos de valle no fueron considerados como superficies de aplanamiento, ni tampoco los paleovalles colgados. Ejemplos de estos paleovalles son el de *Unhòla* o *Aiguamòg*, que han sido modificados por la acción fluvial, y los de *Beret* o *Liat*, que conservan mejor la impronta glaciar. Esta determinación excluye todas aquellas superficies cartografiadas por Kleinsmiede (1960) y por Zandvliet (1960) que están por debajo de los 2000 m. Es probable que estos paleovalles, con altitudes entre 1700 y 2000 m y fondos rocosos muy planos, se generasen por la erosión glaciar sobre superficies de aplanamiento y no por el hundimiento por movimientos tectónicos de éstas como sugirió Kleinsmiede (1960), ya que sus límites no corresponden a discontinuidades estructurales. Además de los fondos de valle, los fondos de circo glaciar también fueron descartados como relictos de una superficie de aplanamiento. Los circos glaciares están localizados en el interior del macizo a altitudes entre 2500 y 2800 m, están rodeados de aristas glaciares y presentan signos de importante erosión glaciar (rocas aborregadas, superficies de pulido glaciar, umbrales y lomos glaciares, etc.).

Como resultado de este trabajo, se seleccionaron únicamente las áreas localizadas entre 2000 m y 2200 m al norte y al sur del río *Garona* (nivel intermedio de Kleinsmiede), así como las líneas de crestas inmediatamente al sur de la FNM, comprendidas entre 2400-2500 m (nivel superior de Kleinsmiede y Zandvliet) (Fig. 4. 7).



Fig. 4. 2 Aspecto de las superficies de aplanamiento en 1) *Mieidia*; 2) *Malh de Vivers*; 3) *Priüedo*; 4) *Porèra*.

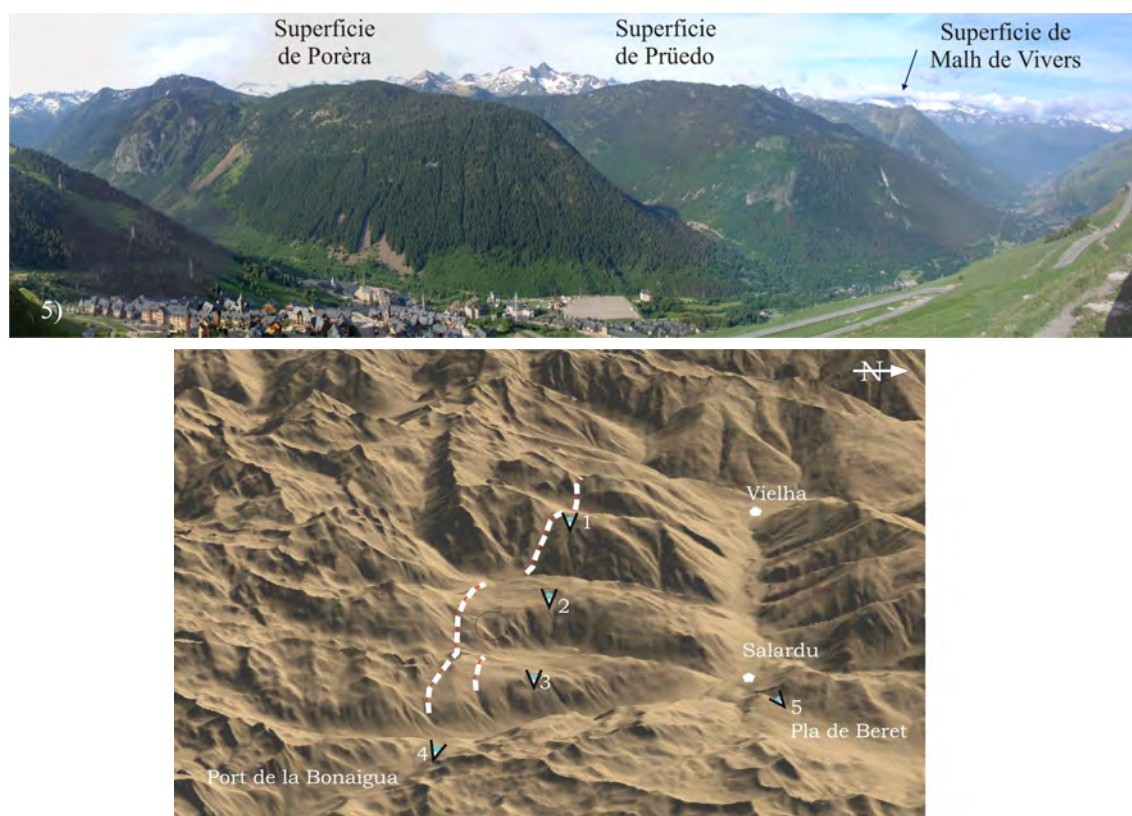


Fig. 4. 2 Continuación. 5) Desde el *Pla de Beret*, aspecto de tres de las superficies a distancia. Se ha incluido la visualización 3D del MDT (SRMT 90 m del USGS) con la localización de los puntos desde los que se tomaron las fotografías. Nótese que todas están tomadas mirando al W. En el MDT se aprecian las superficies de aplanamiento y las facetas triangulares que marcan la traza de la FNM.

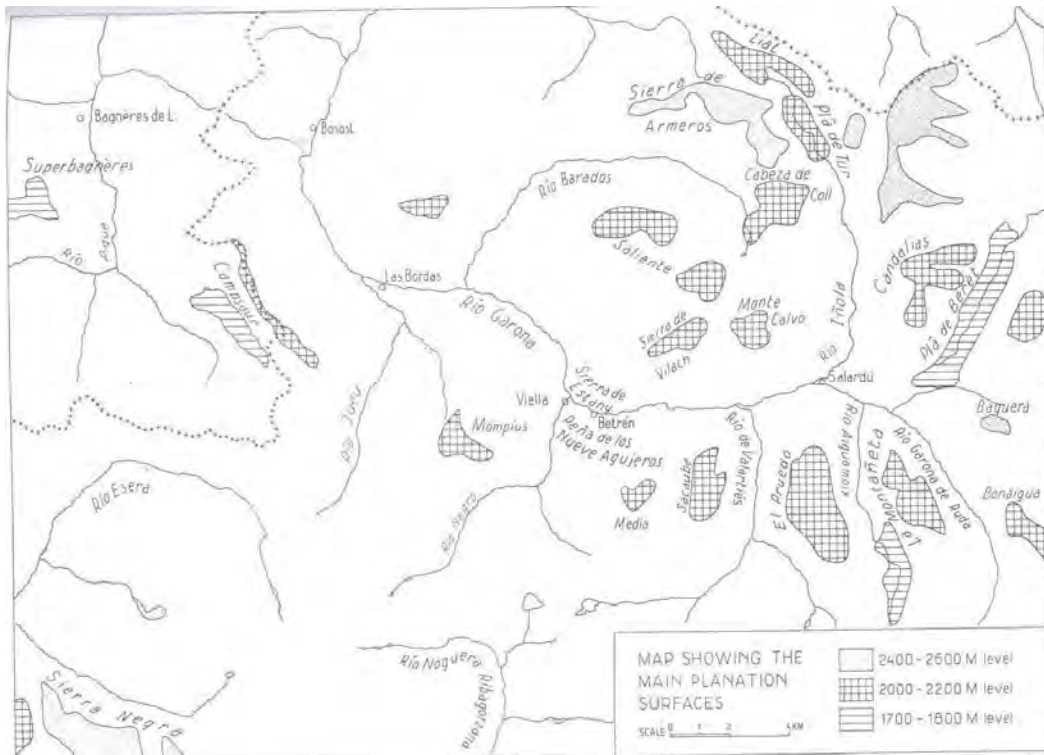


Fig. 4. 3 Superficies de aplanamiento reconocidas por Kleinsmiede (1960) en el área de estudio (A) y Zandvliet (1960) al Este, en la *Noguera Pallaresa*, *Lladorre* y la *Vall Ferrera* (B). Nótese que los autores diferenciaban varios niveles de aplanamiento según la altitud.

Las áreas de mayor extensión se localizan entre la traza de la FNM y el río *Garona* y sus características vienen recogidas en la

Fig. 4. 5. Tanto *Porèra* como *Prüedo* están parcialmente cubiertas por till, bajo el que afloran localmente unos depósitos detríticos finos conocidos como *los depósitos de Prüedo* (tratados en la sección 4.3.1 y en el capítulo 5). En las zonas en que aflora el sustrato rocoso, estas superficies no presentan signos de haber sido cubiertas por los glaciares salvo la superficie de *Porèra*, en la que se observan rocas aborregadas afectadas por gelifracción (Fig. 4. 6).

Al norte del río *Garona*, las superficies se han conservado menos, pero guardan continuidad con los relictos preservados al sur. De este análisis se deduce que las cuatro superficies descritas formaban parte de una superficie original única que continuaba hacia el norte y sobre la que se han encajado el río *Garona* y sus afluentes, así como el valle de *Beret*, tributario del *Garona* durante el último máximo glaciar capturado en la actualidad por la *Noguera Pallaresa*.

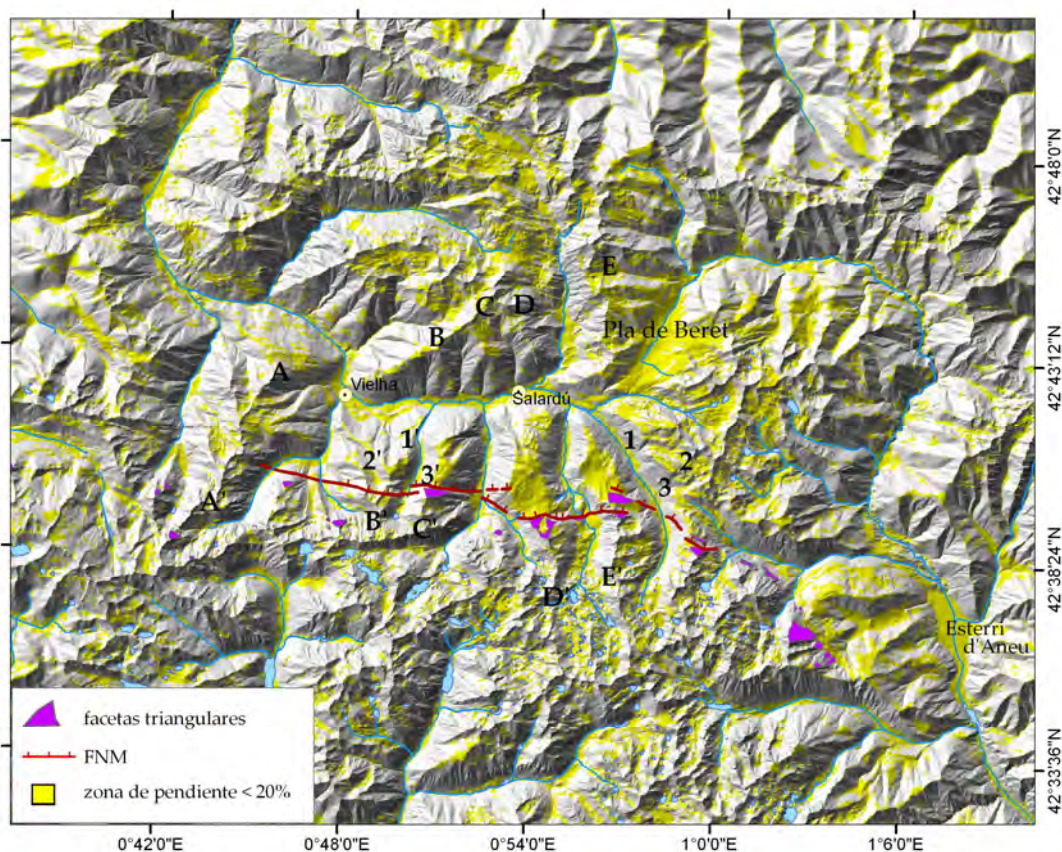


Fig. 4. 4. Mapa de pendientes derivado del MDT de 30 m del ICC. Se han seleccionado solo las regiones en las que la pendiente es inferior al 20%. Nótese que muchas de las zonas de poco desnivel topográfico pertenecen a las terrazas fluviales del fondo del valle o a circos glaciares. Se han localizado los perfiles topográficos de la Fig. 4.8.

Para determinar la geometría de las superficies de aplanamiento en esta zona se obtuvieron los siguientes perfiles topográficos en base a materiales editados por el ICC:

1. Cortes topográficos a escala 1:5000 perpendiculares a la FNM, obtenidos en Microstation® en mediante los macros de asignación de cota y proyección de perfiles elaborados por Fernández (2004). Los datos derivados de estos mapas tienen un error asociado de ± 1 m.

2. Cortes topográficos perpendiculares y paralelos a la FNM derivados del DEM de 30 m obtenidos en ArcMap® mediante el uso del macro *easy profile* con un espaciado entre 5 y 10 m entre los puntos del perfil. Los datos derivados de esta base topográfica tienen un error asociado de ± 5 m.

La observación de estos perfiles (Fig. 4.8) pone de manifiesto que la envolvente imaginaria de las crestas situadas al sur de la FNM es una superficie plana subhorizontal comprendida entre 2450 y 2645 m (nivel superior) mientras que las áreas restringidas al norte de la FNM, con altitudes entre 1990 y 2200 m, corresponden a una superficie de aplanamiento inclinada 2-3 grados hacia el SE (nivel inferior).

Superficie	<i>Porèra</i>	<i>Prüedo</i>	<i>Malh de Vivers</i>	<i>Mieidia</i>
Extensión (km ²)	4,1	6,9	1,3	0,4
Rango de altitud (m)	1990-2080	2010-2160	2125-2215	2375-2600
Formas/depósitos glaciares	Till Rocas aborregadas Cordón morrénico	Till Cordón morrénico	No se han observado	No se han observado

Fig. 4. 5 Principales características de los relictos de superficie de aplanamiento mejor conservados en el área de estudio. Ver Fig. 4.5 para la localización de los relictos.



Fig. 4. 6. Rocas aborregadas en la superficie de *Porèra*. Se ha rodeado con un círculo el martillo que sirve de escala.

Fig. 4. 7. Mapa neotectónico de la FNM y su entorno. Se han incluido rasgos de interés como la existencia de turberas, movimientos de masa, escarpes menores etc. que pueden estar condicionados por la actividad neotectónica en la zona. Las zonas consideradas como superficies de aplanamiento se identificaron mediante la integración del análisis topográfico y el estudio de campo. Se han diferenciado dos niveles de superficies, uno inferior comprendido entre 2000 y 2150 m y uno superior entre 2400 y 2500 m, situados al norte y al sur de la FNM respectivamente.

0°48'0"E

0°54'0"E

1°0'0"E

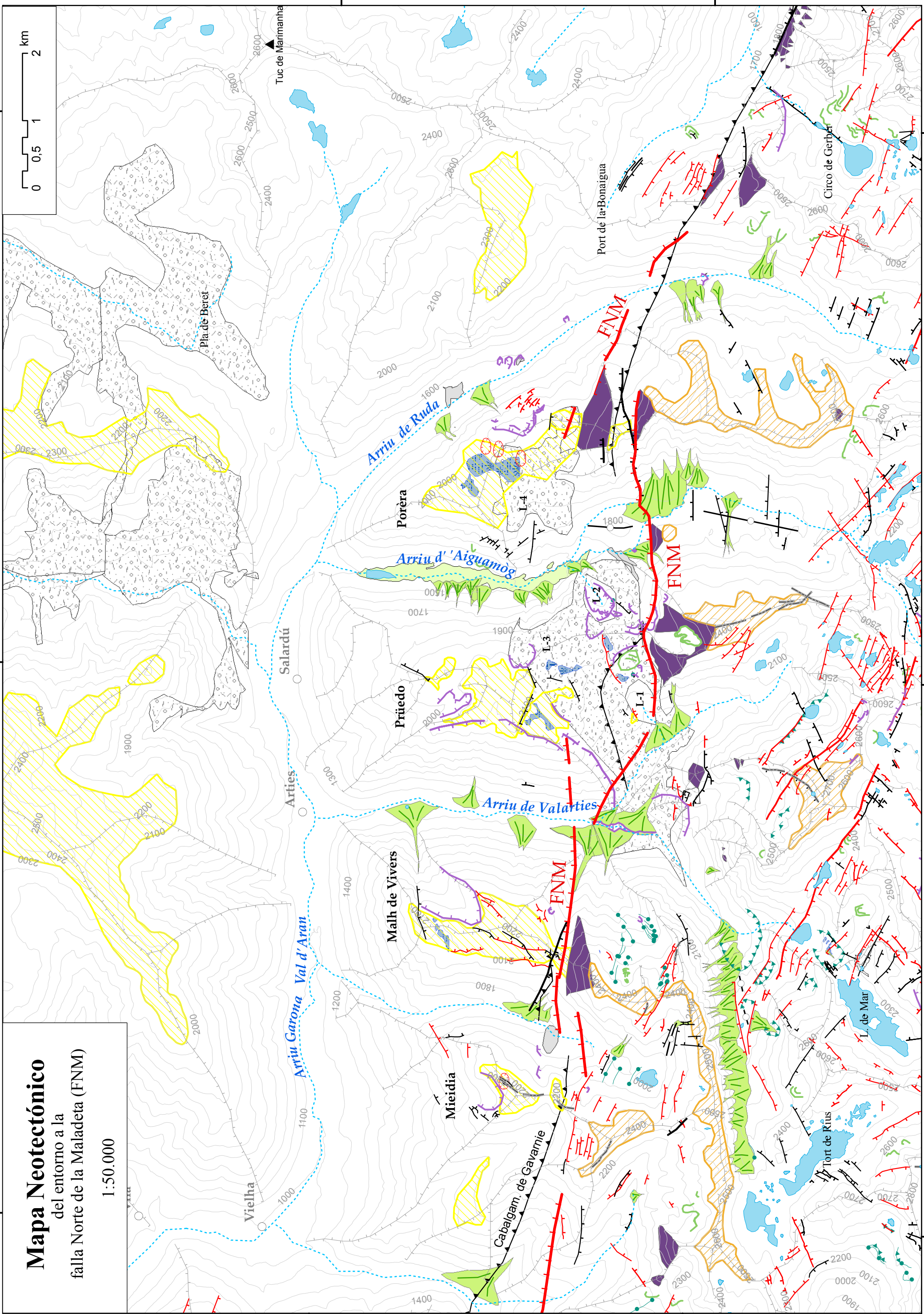
42°42'0"N

42°39'0"N

Mapa Neotectónico del entorno a la falla Norte de la Maladeta (FNM)

1:50.000

0 0,5 1 2
km



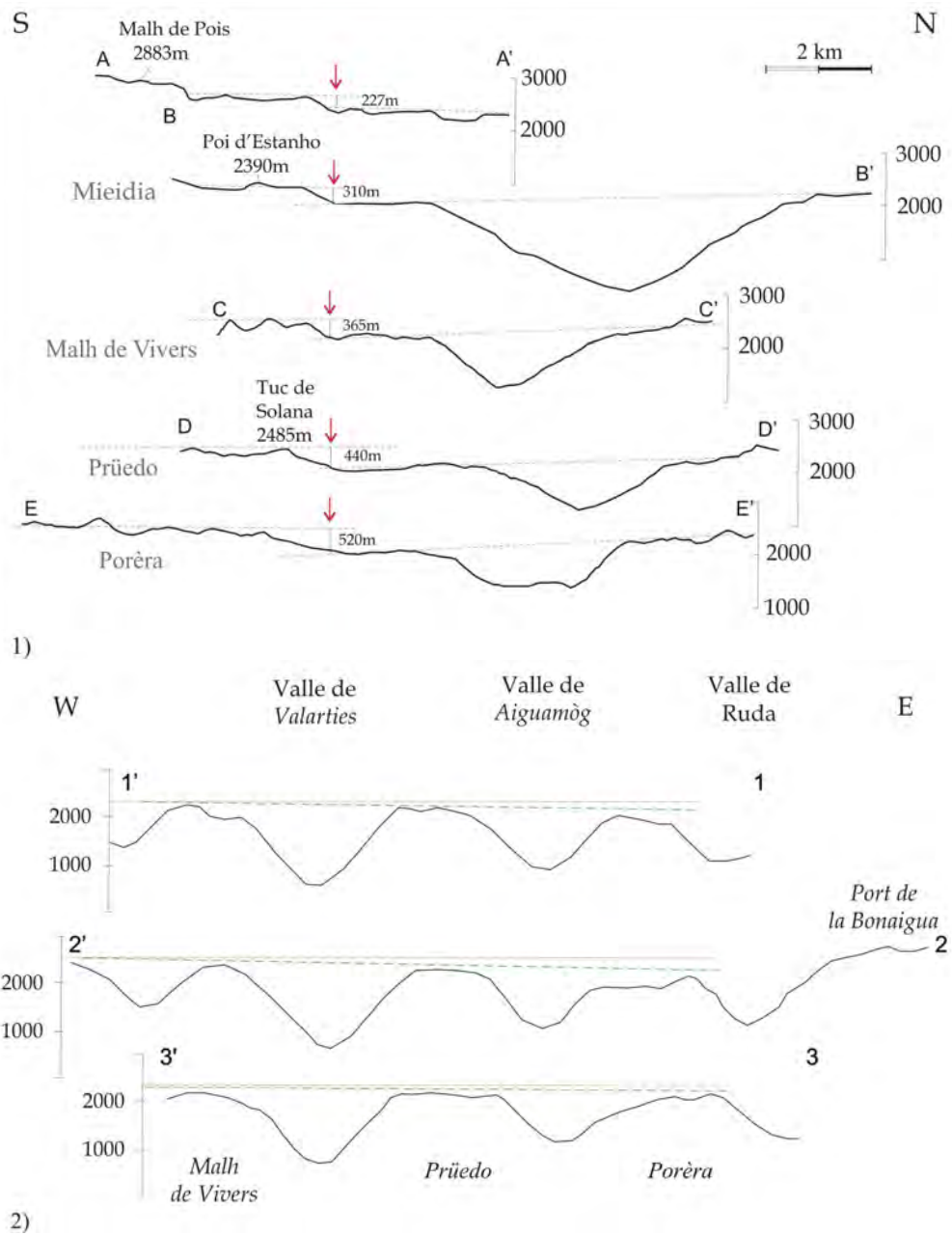


Fig. 4. 8. Perfiles topográficos 1) transversales a la FNM, derivados de mapas topográficos digitales escala 1:5000 del ICC y 2) paralelos a la FNM, derivados del MDT de 30 m del ICC. Se han dibujado las envolventes de las superficies de aplanamiento y en los perfiles 1, 2 y 3 una superficie horizontal de referencia (en rojo). Se ha incluido una escala con la altitud en m a lado de cada perfil. Localización de los perfiles en la Fig. 4. 4.

4.2.2. Dislocación de las superficies de aplanamiento y facetas triangulares

Facetas triangulares asociadas a la FNM

En el área de estudio, las superficies de aplanamiento más evidentes se ven interrumpidas de forma abrupta al sur por la traza de la FNM. La fotointerpretación y el trabajo de campo han posibilitado el reconocimiento de **facetas triangulares** a lo largo de esta ruptura de pendiente. La coincidencia de estas facetas con la FNM sugiere que se trate de **facetas triangulares** de origen tectónico.

La Fig. 4. 9 muestra dos visualizaciones del MDT. Tanto en estas imágenes como en las de la Fig. 4. 2 puede apreciarse como las superficies de mayor desarrollo quedan al pie de las facetas triangulares de la FNM. Aunque Kleinsmiede (1960) dibujó estas facetas no las identificó como tales. Sin embargo, como se comenta más adelante en este capítulo, el autor planteó la posibilidad de que la FNM hubiera podido rejugarse en tiempos posteriores a la orogenia alpina.

En este sector se han identificado 3 facetas triangulares de grandes dimensiones, cuyos perfiles topográficos y valores de pendiente se muestran en la Fig. 4.10. Como puede deducirse de la pérdida de pendiente de las facetas más alejadas de la base del escarpe, las facetas presentan segmentos pertenecientes a dos o a tres generaciones. Sin embargo, algunos segmentos no siguen esta lógica. El hecho de que las facetas se hayan desarrollado en litologías diferentes y en relación con distintas cuencas de drenaje permite explicar las diferencias de pendiente y grado de conservación que se observan en algunos segmentos dentro de una misma faceta y entre diferentes facetas.

La faceta mejor conservada es la de *Malh de Vivers* (Fig. 4. 2), que coincide con un cambio litológico de materiales más resistentes en el bloque levantado (areniscas metamorfizadas) a materiales más erosionables en el bloque hundido (pizarras silúricas). La dureza de las areniscas y la disposición horizontal de la estratificación en este sector son motivos por los que esta faceta puede haber mantenido una pendiente más próxima a la pendiente original del plano de falla.

La faceta de *Prüedo* (Fig. 4. 10 y Fig. 4. 11) se desarrolla principalmente sobre basamento granítico, que aflora a ambos lados de la FNM, pero también sobre otros materiales que incluyen rocas volcánicas indiferenciadas en la cumbre, diques de pegmatitas verticales a media ladera y lutitas metamorfizadas en la base. El segmento superior de la faceta (A) tiene una pendiente mayor al de los segmentos inferiores. Este hecho podría interpretarse como consecuencia de la exposición de un plano de falla paralelo al principal, que quedaría inmediatamente al N. Esta posibilidad se ha descartado ya que no existe ninguna evidencia estructural de esa ramificación y debido a que la mayor pendiente de ese segmento puede relacionarse con el encajamiento de un pequeño glaciar de valle en altitud (en el sentido que le da Bordonau, 1992) que ha dado lugar a una sobreexcavación de la parte superior de la faceta. En la depresión resultado de esta sobreexcavación pueden observarse hoy varios glaciares rocosos (Fig. 4. 7 y Fig 4.11). Dada la incertidumbre sobre el origen del segmento superior (A) de la faceta de *Prüedo*, esta parte no ha sido considerada en el cálculo de la pendiente media de la faceta (Fig 4.10). El hipotético desarrollo del pequeño glaciar en altitud y la formación de los glaciares rocosos en la parte central han dividido la faceta en tres relictos (Fig 4.11 arriba).

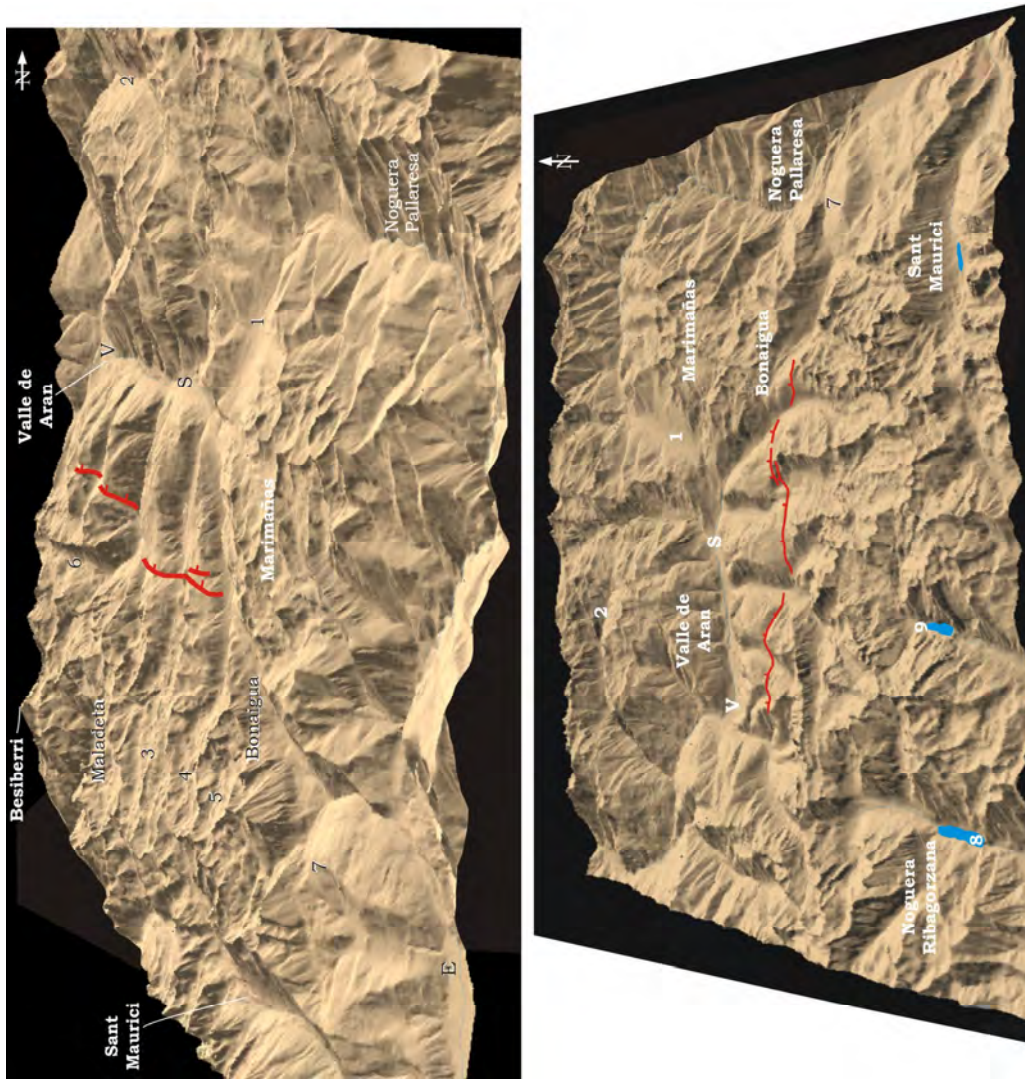
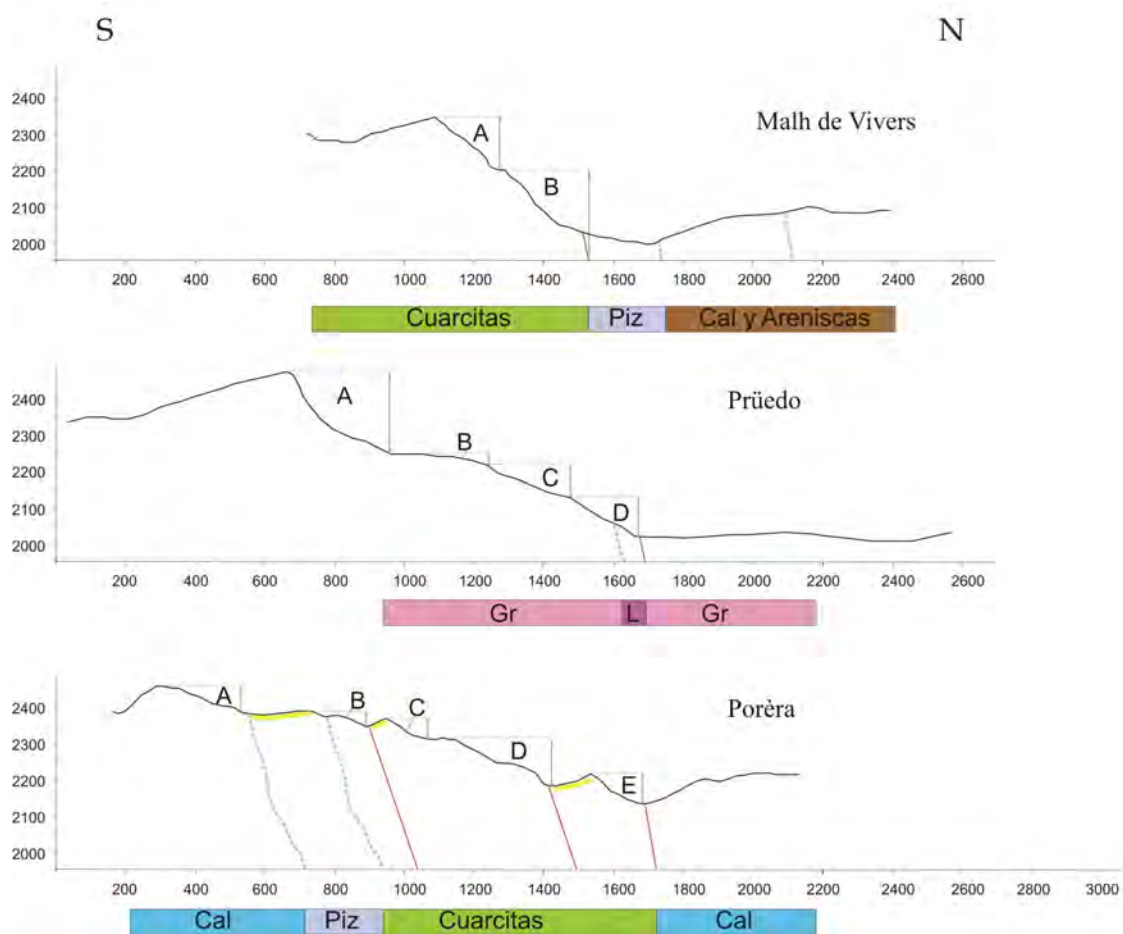


Fig. 4. 9 Visualización 3D del MDT (90x90m) correspondiente al área de estudio desde dos perspectivas distintas. Se ha marcado en rojo la traza de la FNM. 1. Pla de Liat; 2. Pla de Beret; 3. Circo de Colomers; 4. Circo de Saboredó; 5. Circo de Gerber; 6. Valle rio Nere; 7. Castell Renau; 8. Embase de Senet; 9. Presa de Cavallers.



<i>Malh de Vivers</i>			<i>Prüedo</i>					<i>Porèra</i>					
A	B	Media	A	B	C	D	Media	A	B	C	D	E	Media
50	46	47	39	10	21	32	26	17	15	19	23	29	22

Fig. 4. 10 **Arriba**: Perfiles topográficos de las facetas realizados a partir del mapa topográfico 1:5000 del ICC y segmentos en los que han sido divididas. Se han incluido los cambios litológicos a lo largo de cada perfil (líneas discontinuas o rojas si son fallas activas), y relictos de superficie dislocada (líneas amarillas). Piz: pizarras; Cal: calizas; Gr: granito; L: lutitas. **Abajo**: tabla con las pendientes, en grados ($^{\circ}$), de cada uno de los segmentos y la pendiente media de la faceta. Para las facetas de *Prüedo* y *Porèra*, la media se ha calculado sin tener en cuenta el segmento A

A estos procesos de degradación se añade la presencia de deslizamientos afectando a material permotriásico pinzado en la FNM y expuesto en la faceta triangular (Fig. 4. 7). Los indicios de estos deslizamientos se hallan en unos lentejones de material muy triturado (compuesto de lutitas de colores abigarrados), embebidos en el till que se encuentra a los pies de esta faceta. Este material presenta una deformación interna típica de material deslizado y no puede corresponder a un bloque transportado desde otra zona por el glaciar, dado que el material es muy deleznable y habría perdido la cohesión. En este caso concreto, la sobreexcavación glaciar ha dado lugar al incremento de la pendiente de la faceta y no a la reducción de pendiente que cabe esperar de procesos erosivos más lentos y continuos en el tiempo. La ocurrencia de deslizamientos es otro de los procesos erosivos rápidos y

puntuales que pueden dar lugar al aumento de pendiente de las facetas (Densmore et al., 1998). En estas situaciones, aunque la pendiente de la faceta aumenta, se da un retroceso progresivo de ésta con respecto al plano de falla.

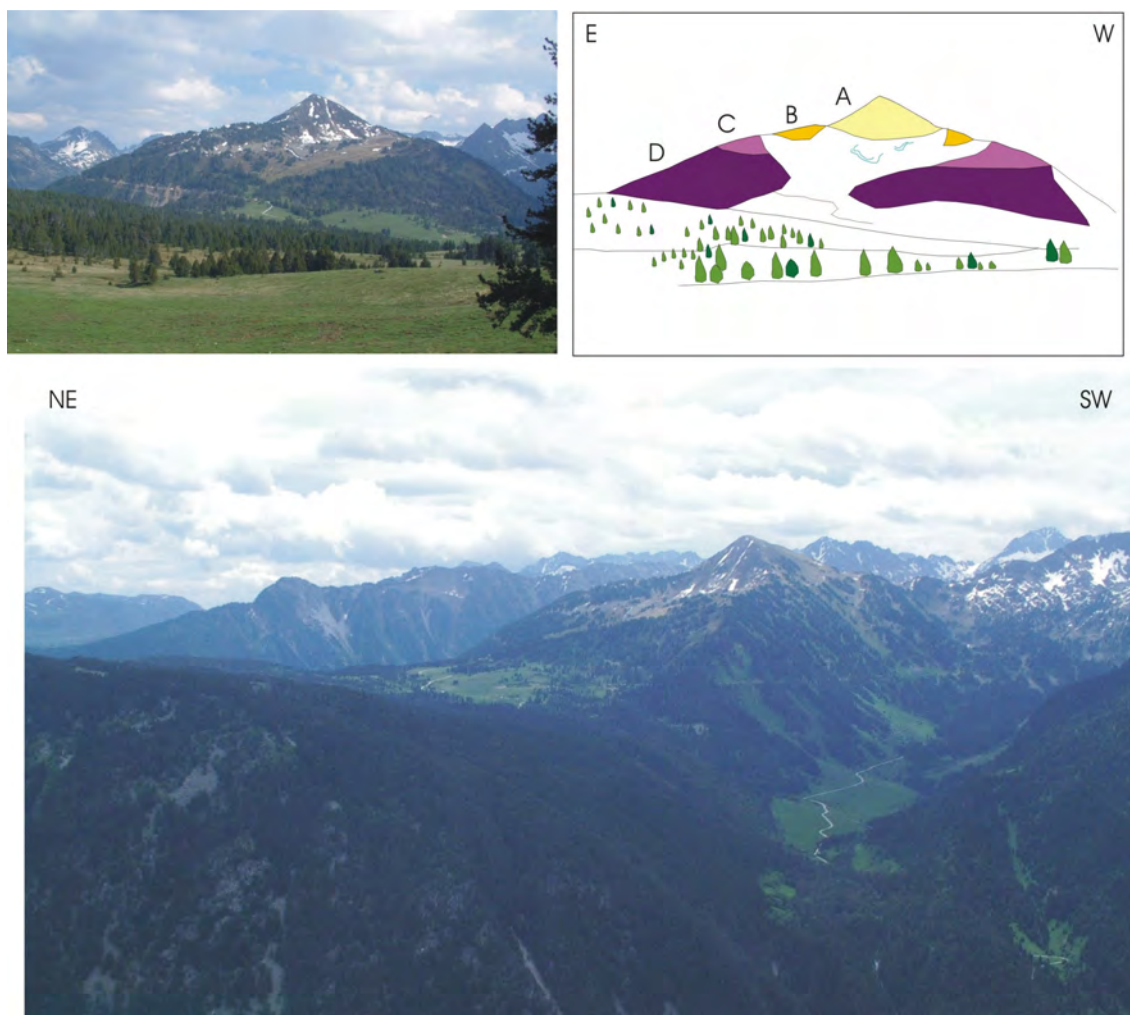


Fig. 4. 11 **Arriba:** Faceta triangular de *Prüedo*, vista frontal; fotografía e interpretación. Se han indicado en colores las diferentes generaciones de facetas. Nótese que la faceta A (amarillo claro) es erosiva y se ha producido por el desarrollo de un pequeño glaciar de altitud sobre la faceta más antigua (B). En esta depresión se localizan hoy varios glaciares rocosos (formas lobulares). **Abajo:** Vista desde la superficie de *Malh de Vivers*. En la parte derecha se observa el valle colgado de Rencules, tributario del río *Valarties* (abajo).

En *Porèra* se da un contraste de litologías similar al de *Malh de Vivers* pero, al igual que en *Prüedo*, las facetas presentan pendientes mucho menores. La faceta más elevada identificable en el perfil, desarrollada sobre calizas y en coincidencia con un cambio litológico, parece corresponder a un rasgo principalmente erosivo. Como puede observarse en la Fig 4.12 (arriba), la banda de calizas ha dado lugar a un resalte cuyos límites N y S son litológicos. Por ello, la parte A de la faceta no ha sido considerada como faceta tectónica. Las facetas B y C, por un parte, y la D y E, por otra, pertenecen a la exposición de dos ramificaciones paralelas de la FNM, situadas al sur y al norte respectivamente. El juego de estas dos fallas ha dado lugar a una morfología de bloques basculados en dominó, según se deduce de la topografía y la orientación de las fracturas en un transecto

perpendicular a la FNM (Fig 4.12). Como se ha comentado anteriormente, tanto en *Prüedo* como en *Porèra*, las facetas han sido modificadas por el paso del hielo sobre las superficies hundidas durante de la última glaciación. En la Fig 4.8 (2) puede observarse cómo, a diferencia de la lengua de *Valarties*, estas lenguas, provenientes de los valles de Ruda y *Aiguamòg*, se desarrollaron en valles colgados sobre el valle principal (*Garona*). Este hecho explica que las lenguas de Ruda y *Aiguamòg* tuvieran mayores altitudes que la lengua de *Valarties*, que no sobrepasó la zona de *Malh de Vivers*.

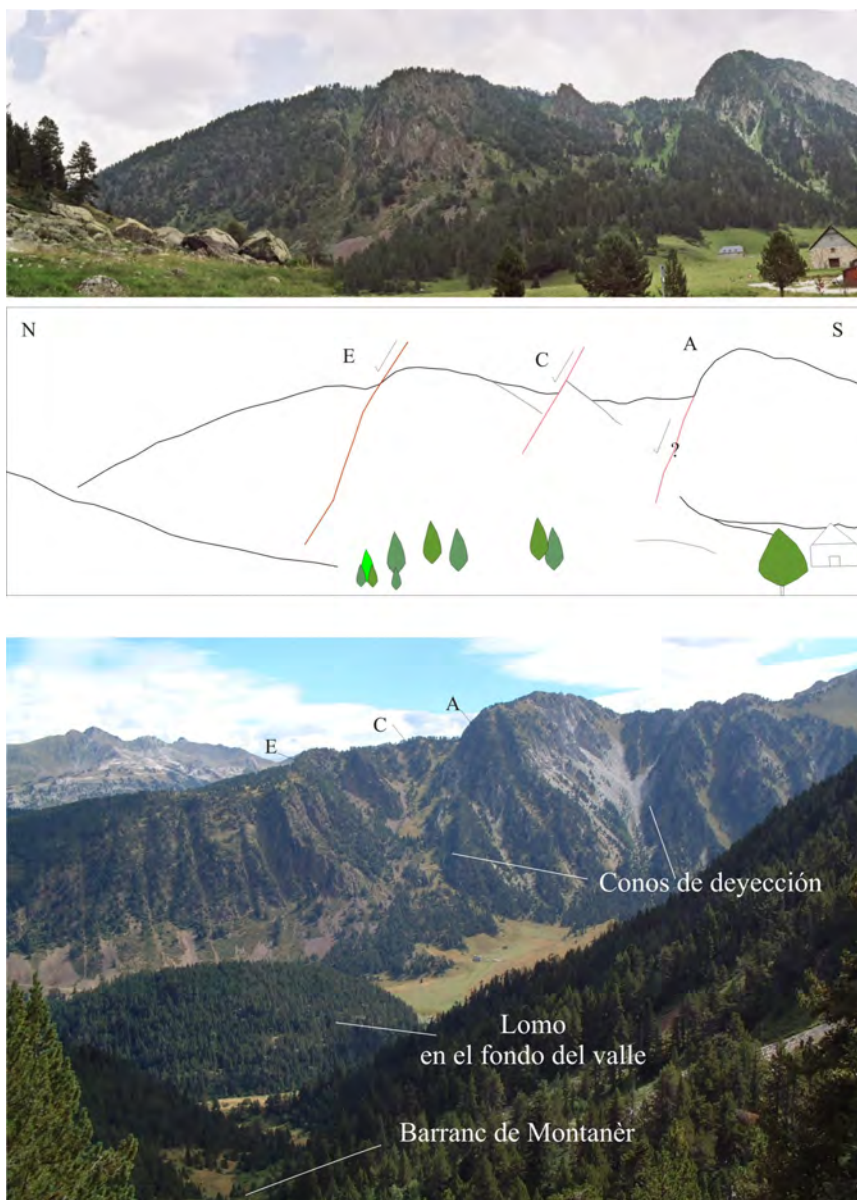


Fig. 4. 12 **Arriba**: Facetas de *Porèra* vistas desde el fondo del valle de *Aiguamòg*. **En medio**: interpretación de la fotografía. Debido a la perspectiva sólo se observan algunas de las facetas. **Abajo**: Las mismas facetas vistas desde el Pla de *Prüedo*. La actuación de dos fallas paralelas ha dado lugar a una disposición de bloques en dominó. La faceta superior, A, corresponde a un cambio litológico que da lugar a un alto en la superficie elevada. Se han señalado dos elementos que son mencionados en capítulos siguientes: el *Barranc de Montanèr* y la loma granítica que aflora en el fondo del valle de *Aiguamòg*,

Existencia de un único nivel de aplanamiento y naturaleza tectónica de las facetas

En la Fig 4.13 se representan varios estadios evolutivos que pueden explicar la existencia de dos niveles de aplanamiento separados por **facetas triangulares**. Los dos niveles se habrían formado a partir de la dislocación de una única superficie de aplanamiento por la acción de la FNM. No obstante, respecto a la existencia de relictos de superficies a diferentes cotas, no puede descartarse la posibilidad de una génesis asincrónica de las superficies durante largos periodos de “calma” morfogenética separados por un periodo de erosión intensificada. A continuación, se comentan varios aspectos relacionados con la erosión diferencial y con el proceso de generación de superficies de aplanamiento que han llevado a descartar la naturaleza puramente erosiva de las facetas haciendo más favorable la hipótesis de una única superficie dislocada por la actividad de la FNM.

Se ha contemplado la posibilidad de que las facetas triangulares tengan un carácter únicamente erosivo y correspondan a las laderas del paleovalle del río *Garona* en tiempos precuaternarios. En tal caso, los niveles superior e inferior podrían corresponder a dos generaciones de superficies de aplanamiento distintas, habiéndose generado la inferior tras un encajamiento del río en respuesta a una bajada del nivel de base o a un aumento del levantamiento tectónico. Esta posibilidad no está en desacuerdo con la reactivación de la FNM como falla normal, pero no permitiría considerar los niveles superior e inferior como un solo marcador geomorfológico.

La consideración que hace más factible el origen tectónico de las facetas por exclusión del origen erosivo es que el proceso de génesis de superficies de aplanamiento va acompañado de formas del relieve muy redondeadas, haciendo incompatible la formación de una segunda generación de superficies y la preservación de las altas pendientes que presentan algunas de las facetas triangulares. Es decir, en caso de que se hubieran formado dos niveles de aplanamiento distintos, cabría esperar la existencia de una zona de cambio gradual entre ellos, a modo de piedemonte, con una pendiente mucho menor de la que presentan las facetas triangulares.

La erosionabilidad de los materiales a ambos lados de la FNM tampoco es favorable al origen erosivo de las facetas. Ni la litología ni la estructura a un lado y a otro de la FNM (sección 1.4.3.) presentan cambios que justifiquen que el bloque norte de la falla sea más erosionable, y por tanto, no explican que la dislocación de las superficies siga la traza de esta estructura. Exceptuando la localidad de *Malh de Vivers* (Fig. 4. 7), el origen de las facetas triangulares no puede explicarse mediante contrastes de erosionabilidad ya que en el sector de *Porèra* y en el de *Prüedo* las litologías de mayor dureza se localizan al norte, en correspondencia con el nivel de aplanamiento inferior.

Sin embargo, cabe la posibilidad de un origen erosivo de las facetas debido a una incisión preferencial a lo largo de la FNM, que estaría ejerciendo un control estructural en la erosión. Es decir, el relieve asociado a la FNM podría ser consecuencia de la herencia de la anterior red de drenaje. A excepción de la FNM, el resto del cabalgamiento de *Gavarnie* no tiene asociado una incisión preferencial del relieve. De hecho, al oeste de *Miedia*, la superficie de aplanamiento se desarrolla sobre esta estructura. Esto también ocurre con otras estructuras tectónicas del área, haciendo poco probable la hipótesis de que la FNM haya podido ejercer un control estructural tan determinante.

La dislocación de las superficies por medio de la actuación de la FNM como falla normal en tiempos recientes explica la interrupción abrupta de las superficies en coincidencia con la localización de facetas triangulares de origen tectónico. Así, ambos

niveles (superior e inferior) corresponderían a un único nivel dislocado por la FNM, que habría actuado con posterioridad a la formación de una única superficie de aplanamiento.

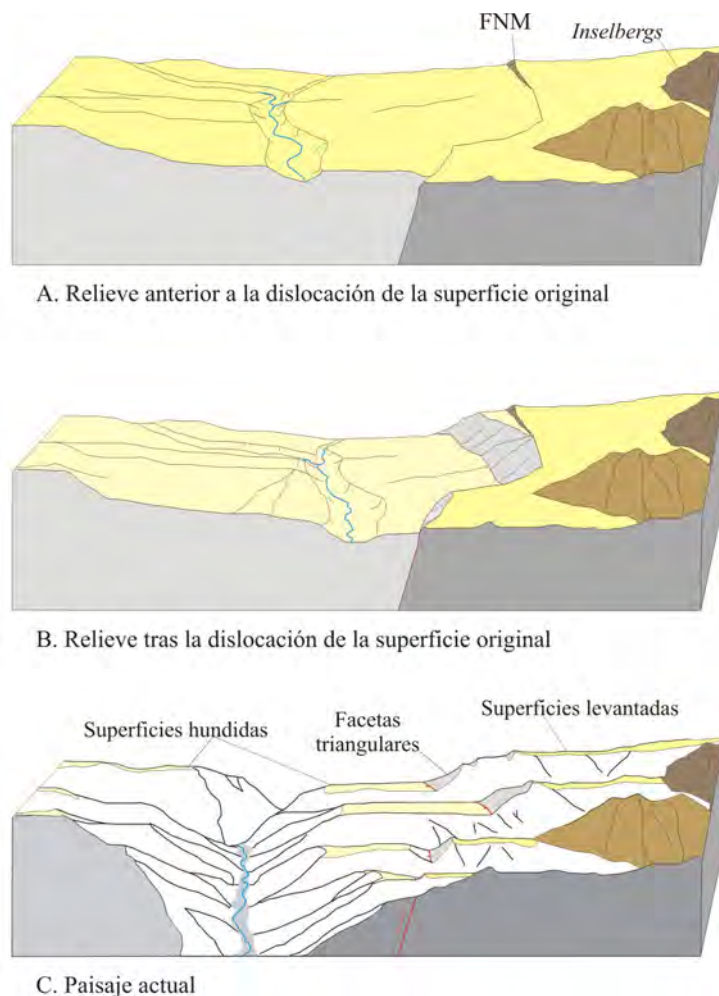


Fig. 4. 13. Evolución del relieve desde la formación de la superficie de aplanamiento. A. Durante la génesis de la superficie los relieves al sur, donde hoy se sitúan las cimas más altas de los Pirineos, eran *inselbergs* que sobresalían en la penillanura. B. La actividad tectónica de la FNM disloca la superficie dando lugar al hundimiento del bloque norte y generando un escarpe de falla. C. En el paisaje actual se conservan relictos de la superficie original, la superficie hundida y el escarpe de falla (facetas triangulares).

Otras facetas triangulares

Además de las facetas de *Porèra*, *Priüedo* y *Malh de Vivers*, se han reconocido otras facetas de menores dimensiones en la ladera meridional del valle de *Nere* (Fig. 4. 14, Mapa de lineamientos rectilíneos, Anexo II). Estas facetas no pueden explicarse por la erosión de la lengua glaciaria que discurría por el valle ya que sólo se localizan a media ladera, en una franja comprendida entre los 1600 y los 1700 m de altitud, ni tampoco como resultado de la exposición de planos de estratificación, respecto a los cuales son oblicuas. El mecanismo de formación que parece más razonable es la exposición de un plano de falla por deformación gravitacional lenta de laderas. Aunque podría tratarse de facetas tectónicas, éstas están muy poco degradadas para la edad que podría inferirse de sus grandes dimensiones. Por ello, parece más plausible que se trate de un caso de deformación

gravitacional en relación a la relajación y expansión postglaciar de este sector. La presencia de dos casos de DGPL muy próximos favorece esta última interpretación, que será discutida en el capítulo 8. Debido a que las facetas suponen una interrupción del perfil de la ladera y a que presentan un aspecto poco degradado, se infiere una edad de deformación posterior al último máximo glaciar.

Aparte de las mencionadas, se han identificado otras facetas en el área de estudio, desarrolladas en los límites septentrionales del macizo de la Maladeta, en materiales metasedimentarios del Paleozoico (Mapa geológico y Mapa de lineamientos rectilíneos, Anexos I y II). Todas ellas parecen tener un componente erosivo importante pero, el hecho de que algunas coincidan también con el trazado de fallas no permite descartar del todo un posible componente tectónico. Las facetas de los extremos noroeste y noreste del macizo corresponden a facetas de origen erosivo relacionadas con el encajamiento de los valles glaciares del *Ésera* y la *Bonaigua* respectivamente. Las facetas de la bajada del *Port de la Bonaigua* hacia la *Noguera Pallaresa* (Fig. 4. 14) pueden ser en parte fluviales y deber su verticalidad a que el trazado del valle coincide con la orientación de la estratificación de las calizas devónicas en este sector. Es decir, que los planos que se observan en estas facetas son planos de estratificación.

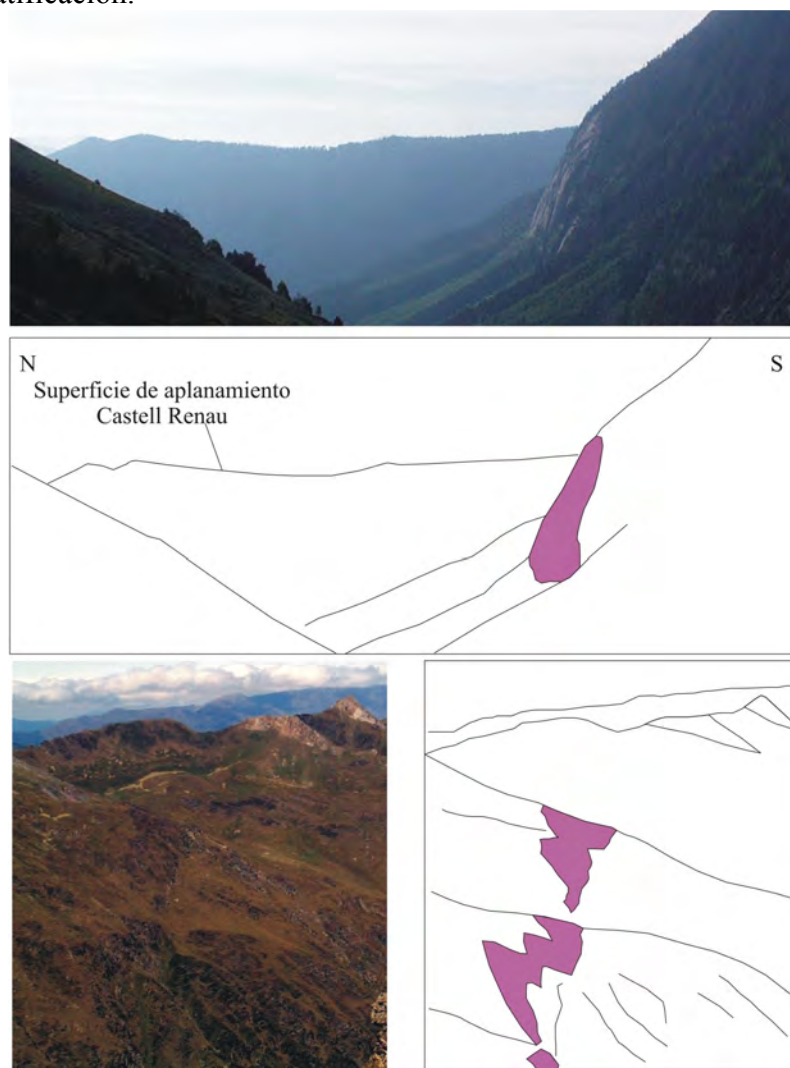


Fig. 4. 14 Fotografías de facetas triangulares de origen no neotectónico. **Arriba;** Bajada del *Port de la Bonaigua* hacia la *Pallaresa*, margen derecha del río. **Abajo;** Bajo el *Port de Tòro*, vertiente del valle del *Nere* (abajo).

4.2.3. Traza de la FNM y desplazamiento asociado

En el sector estudiado, el análisis topográfico (Fig. 4. 8) ha permitido identificar 3 facetas triangulares y definir la traza actual de la FNM. Como puede apreciarse en la Fig. 4. 7, esta traza no coincide en su totalidad con el cabalgamiento de *Gavarnie* (límite entre el manto de *Nogueres* y el del *Orri*), sino que está desplazada casi 2 km, tanto al norte como al sur en función del segmento. La traza de la falla responde a un juego de tres segmentos de orientación aproximada E-W con el segmento intermedio desplazado al sur respecto al segmento este y oeste. En total, suman 17,5 km de longitud de falla.

El nivel de aplanamiento superior (al sur), horizontal, corresponde con el bloque levantado y el nivel inferior (al norte), basculado $\sim 3^\circ$ hacia la falla, con el bloque hundido. El desplazamiento vertical de las superficies medido en la intersección con la FNM aumenta de manera sistemática hacia el este, siendo de 227 m en *Malh de Pois*, 310 m en *Mieidia*, 364 m en *Malh de Vivers*, 440 m en *Prüedo* y 520 m en *Porèra* (Fig. 4. 8). Como se verá en el capítulo 5, el desplazamiento asociado a la FNM ha podido ser evaluado con estudios de subsuelo (prospección magnetotelúrica).

En *Malh de Pois* (antiguas pistas de esquí de *la Tuca*), el desplazamiento de la superficie de aplanamiento es difícil de estimar. La pendiente opuesta de los relictos al norte y al sur del cabalgamiento de *Gavarnie* sugiere que pueda tratarse de la flexión sin ruptura de la superficie de aplanamiento. El perfil topográfico de detalle ha permitido reconocer un desplazamiento vertical de 83 m atribuible a la FNM (Fig. 4. 8). No se ha observado expresión geomorfológica de la FNM al oeste de estas cimas.

La FNM, según es referida en esta tesis, no coincide en su totalidad con la estructura descrita por Kleinsmiede (1960) o García-Sansegundo (1991a) ni con el cabalgamiento de *Gavarnie*. La FNM a la que se refieren estos autores corresponde a la falla que limita el batolito de la Maladeta por el norte, con lo cual solo coincide con el cabalgamiento de *Gavarnie* y con la FNM referida aquí en la parte oriental (Mapa geológico, Anexo I). Hacia el W, el límite septentrional del batolito no coincide con el cabalgamiento de *Gavarnie* (límite entre los dominios alpinos del *Valle de Arán* y de la *Alta Ribagorza*), si no que atraviesa el *dominio de la Alta Ribagorza* aprovechando estas estructuras alpinas (cartografiadas en detalle por García-Sansegundo, 1991a).

En este trabajo nos hemos referido a la FNM como el límite septentrional del macizo de la Maladeta, caracterizado por actividad neotectónica y con expresión geomorfológica. Al tratarse de una estructura de orden mayor, se ha relacionado con el la estructura alpina más importante en la zona, el cabalgamiento de *Gavarnie*, con cuya traza coincidente sólo en la parte oriental. Por ello se habla de la reactivación de este cabalgamiento a modo de inversión tectónica y no del límite tectónico del batolito, que es de edad varisca y cuya continuidad en profundidad ha estado afectada por la orogenia alpina.

En superficie, la actividad reciente del cabalgamiento de *Gavarnie* está representada por un sistema de fallas que no siguen exactamente su traza alpina. En otras palabras, en el sector estudiado el Cabalgamiento de *Gavarnie* y la FNM son la misma estructura, siendo la primera la expresión en superficie de su actividad durante la máxima compresión alpina y la segunda el resultado de la actividad de la estructura durante el periodo neotectónico.

Rupturas recientes en superficie

Aunque la FNM ha sido identificada como la fuente sísmica más probable del terremoto de *Vielha* (19.11.1923), no se tiene constancia de ninguna ruptura histórica asociada a ese evento ni a ningún otro. Según Wells y Coppersmith (1994), la magnitud mínima a partir de la cual se observan rupturas en superficie es de $M_w=5,5$. Si bien es cierto que este valor

es orientativo, la magnitud del terremoto de *Vielha*, $M_L=5,3$ lleva a pensar que es poco probable que se hubieran producido rupturas en superficie.

La ausencia de rupturas postglaciares o incluso históricas documentadas a lo largo de la FNM o de otras fallas neotectónicas en la región puede deberse a que éstas no se han producido pero también podría explicarse por la dificultad de preservación de los escarpes generados en un entorno de alta montaña. Los escarpes generados en el basamento que aflora en los fondos de los valles difícilmente se preservara, dadas las altas tasas de erosión en estos sitios. Si el fondo del valle está recubierto de depósitos de ladera, la naturaleza predominantemente grosera y caótica de estos depósitos hará difícil el reconocimiento del desnivel en caso de fallas con salto según su buzamiento. De igual modo, los escarpes afectando a las laderas se verán expuestos a los fenómenos de gelifracción, formación de conos de deyección o caída de rocas, degradándose en poco tiempo o quedando enterrados bajo los gruesos mantos de derrubios que tapizan las laderas en esta zona.

El entorno más favorable para la preservación de escarpes postglaciares en esta región son las superficies de aplanamiento, así como las regiones situadas por encima del límite del bosque (Ej.: zonas de circo glaciar), en las que el basamento queda expuesto y las pendientes se suavizan. Por ello, la segunda parte del trabajo de cartografía geomorfológica (capítulo 8) se ha centrado en los valles colgados y los circos glaciares del macizo de la Maladeta.

4.2.4. Escarpes en las laderas rocosas

En el capítulo 1 y 2 (secciones 1.1.2 y 2.2.2) se han citado los trabajos realizados con anterioridad en la zona de estudio que documentan la presencia de escarpes de falla en las laderas rocosas de la Maladeta (Soeters y Rengers 1983; Bordonau, 1985; Bordonau y Vilaplana, 1986; Moya y Vilaplana, 1992). Los escarpes descritos no superan 1 km de longitud salvo los documentados por Soeters y Rengers (1983), que alcanzan los 2 km.

Una de las características geomorfológicas que más llaman la atención del macizo de la Maladeta es la gran cantidad de escarpes que se observan en él. Para determinar cuales de ellos corresponden a fallas activas, se realizó un inventario de los lineamientos rectilíneos en el basamento (en adelante, lineamientos rectilíneos) de longitud > 300 m. Según Wells y Coppersmith (1994), la magnitud mínima de los terremotos con ruptura en superficie asociada está en torno a $M_W= 5,5$, magnitud que los autores relacionan con una longitud de ruptura en superficie de 3-4 km. Sin embargo, esa ruptura puede estar compuesta de pequeños segmentos, algunos de los cuales pueden haber desaparecido dadas las altas tasas de erosión de la zona de estudio. Al mismo tiempo, puede que la actividad tectónica no tenga lugar a favor de fallas sismogénicas o que éstas no tengan expresión en superficie pero si den lugar a rupturas secundarias de longitudes menores. No pudiendo utilizar una longitud mínima de referencia a partir de estas relaciones, se realizó la cartografía sistemática de todos los lineamientos reconocibles en el paisaje de longitud > 300 m. Este límite de longitud mínimo se ha establecido en base a la longitud de 350 m del escarpe del *Port de Vielha*, cuyo aspecto recuerda a fallas activas y que fue interpretado como neotectónico por Bordonau y Vilaplana (1986).

La cartografía sistemática de los lineamientos ha tenido también como objeto detectar zonas en las que se están dando fenómenos de deformación gravitacional. En el capítulo 6 se explica con detenimiento la necesidad de hacer un inventario conjunto de posibles escarpes de fallas tectónicas y lineamientos relacionados con la deformación gravitacional y otros procesos a la hora de realizar estudios de neotectónica en alta montaña.

El Mapa Anexo II presenta el inventario de lineamientos rectilíneos, que sigue la clasificación descriptiva de tipo geométrico que se expone a continuación. Este inventario se hizo durante el primer paso de la metodología de trabajo y se completó con observaciones de campo y con la incorporación de unos pocos lineamientos de mayor orden detectados mediante la visualización del MDT. El análisis morfométrico de los lineamientos y su comparación con límites litológicos y la estructura del área se tratan en el capítulo 8, donde esta cartografía básica es analizada con la intención de poder clasificar los lineamientos genéticamente.

Clasificación geométrica de lineamientos

Se cartografiaron tanto los lineamientos que tienen asociado un desplazamiento aparente de la ladera como aquellos que no lo tienen. En el inventario de lineamientos se han incluido también lineamientos ligeramente curvos que pueden estar asociados a rupturas de fallas tectónicas primarias o secundarias o a cicatrices relacionadas con deslizamientos o colapsos. No se ha atendido a lineamientos de origen claramente antrópico ni a aquellos relacionados exclusivamente con la vegetación. La clasificación que se ha seguido es la que se muestra en la Fig 4.15.

Se han documentado lineamientos de todos los tipos a excepción del tipo 2.3 (lineamientos rectilíneos con desplazamiento aparente lateral), del que no se han encontrado casos.

1. Lineamientos rectilíneos sin desplazamiento aparente asociado

1.1 incididos por la red fluvial

1.2 incididos por el drenaje glaciar o por un glaciar rocoso (en ocasiones coincide con 1.1, en esos casos se clasifican como 1.2)

1.3 con incisión menor o no incididos (con una separación de pocos metros entre dos planos subverticales)

2. Lineamientos rectilíneos con desplazamiento asociado

2.1. a favor de la pendiente y perpendiculares a las curvas de nivel

2.2 a contrapendiente

2.3 con desplazamiento lateral

3. Lineamientos curvos

Fig. 4. 15 Clasificación geométrica de lineamientos en el basamento seguida en esta tesis.

La mayoría de los lineamientos cartografiados son de tipo 1 y de tipo 2.1. Cuando se trata de lineamientos de tipo 1.1, la mayoría sigue la línea de máxima pendiente o es ligeramente oblicuo a la misma, salvo cuando se localizan en los fondos de los valles,

como es de esperar de la distribución de los cauces fluviales. Sin embargo los lineamientos tipo 2 son en su mayoría paralelos a la ladera o a un contacto litológico. Es importante aclarar que al clasificar un lineamiento como tipo 2, con desplazamiento asociado, este desplazamiento es aparente pero no tiene por qué ser real. Los lineamientos 1.3 pueden corresponder a fracturas abiertas pero también a procesos que no implican movimiento de los bloques a un lado y otro, como podría ser la disolución o erosión preferencial de un dique.

La clasificación tiene como objetivo que el menor número posible de lineamientos pueda pertenecer a dos tipos a la vez. También se ha querido minimizar el número de descripciones que impliquen una interpretación genética con tal de no condicionar su estudio posterior. Así, aunque se han incluido observaciones acerca del actual estado del lineamiento que implican un grado de interpretación (Ej.: incidido por el curso del agua o modelado por el flujo glaciar), no se han hecho referencias a la causa de la incisión preferencial (Ej.: apertura de una fractura, erosión diferencial relacionada con un límite litológico). Es importante no obviar este paso a la hora de hacer un estudio geomorfológico de los lineamientos, sobre todo cuando la primera clasificación se hace a partir de la fotointerpretación. En la literatura no se han encontrado trabajos que tengan presente este primer paso, es decir, clasificaciones no interpretativas. Por ejemplo, se clasifica directamente un lineamiento sin desplazamiento aparente y con un espaciado métrico entre dos planos subverticales como una fractura abierta, cuando podría también tratarse de disolución o erosión preferencial de un dique o fractura rellena. A la hora de tomar decisiones acerca de la existencia de indicios de deformación activa, esa primera interpretación genética y no geométrica sería determinante y podría conducir a errores.

Lineamientos rectilíneos en el basamento (lineamientos rectilíneos)

La mayoría de lineamientos cartografiados son escarpes rectilíneos que afectan a las laderas rocosas y a los fondos de circo. Por ello y para diferenciarlos de las cabeceras de movimientos de masa, que son por lo general curvilíneas, en esta tesis se han denominado lineamientos rectilíneos en el basamento (lineamientos rectilíneos, en adelante). La necesidad de adoptar un término común que englobe a todos los escarpes de este tipo, sea cual sea su génesis, ha dado lugar en otras zonas de estudio a definir términos análogos. Así, Bovis y Evans (1996) definen el término *linears* para describir escarpes lineares en las *Coast Mountains (British Columbia, Canada)*, mientras que Beck (1968) se refiere a ellos como *ridge rents*, incluyendo escarpes a favor de la pendiente y a contrapendiente observados en los Alpes de Nueva Zelanda. Estos términos han quedado restringidos al uso de investigadores trabajando en esas zonas y no se tiene constancia de un acuerdo internacional respecto a su uso.

Independientemente de que se trate de fallas tectónicas reactivadas o no, el aspecto de estos escarpes es muy distinto al de grandes escarpes de falla resultado de una actividad prolongada durante varios millones de años, como es el caso de la FNM. En el área estudiada, estos lineamientos varían en longitud desde los pocos metros a casi 12 kilómetros y en salto vertical asociado desde 0 m (aquellos que solo se asocian a apertura de fracturas o a incisiones fluviales o glaciares) a ~200 m. Además, los escarpes son muy verticales, es decir, están relativamente poco degradados. Los lineamientos presentan todo tipo de orientaciones y se concentran en las partes altas de los valles y en los circos glaciares. El estudio geomorfológico de la zona ha puesto de manifiesto que existen alrededor de 650 lineamientos rectilíneos en el área, de los cuales 324 desplazan, al menos aparentemente, elementos del paisaje.

Marcadores geomorfológicos y desplazamiento aparente

Los elementos del paisaje en los que se desarrollan los escarpes son, en su mayor parte, formas erosivas: laderas rocosas, superficies glaciares en los fondos de circo glaciar, rocas aborregadas y lomos glaciares. Cuando se trata de laderas rocosas, el basamento no siempre está expuesto. Cuando aflora, suele presentar un modelado glaciar, aunque localmente también se da un modelado kárstico en las rocas calizas de la aureola metamórfica. En ocasiones, las laderas afectadas están cubiertas de canchales, de till o presentan una cubierta de suelo fina. En todos los casos, el basamento queda expuesto en la pared del escarpe.

Si lo que se observa es un desplazamiento aparente de formas erosivas, la primera pregunta que cabe hacerse es si el escarpe es producto del mismo proceso erosivo que ha generado la ladera o no. Esta cuestión es a menudo la más difícil de resolver y se ha tratado en el capítulo 7 (sección 7.2), en el que se analizan los diferentes mecanismos que pueden generar lineamientos rectilíneos en el contexto de la zona de estudio y se propone una clasificación genética de éstos.

Algunos ejemplos de lineamientos rectilíneos pueden verse en la Fig. 4. 16 (escarpes a contrapendiente), en la

Fig. 4. 17 (escarpes a favor de la pendiente) y en la Fig. 4. 18 (lineamientos sin desplazamiento aparente y/o según la dirección de máxima pendiente). La mayoría de éstos están incididos por el drenaje fluvial y/o glaciar.

Además de los marcadores geomorfológicos representados por formas erosivas también se han identificado formas deposicionales relacionadas o afectadas por lineamientos rectilíneos. En su conjunto, los depósitos generados o afectados por deformación activa son muy escasos y han sido considerados en la sección 4.3.2 de este capítulo.

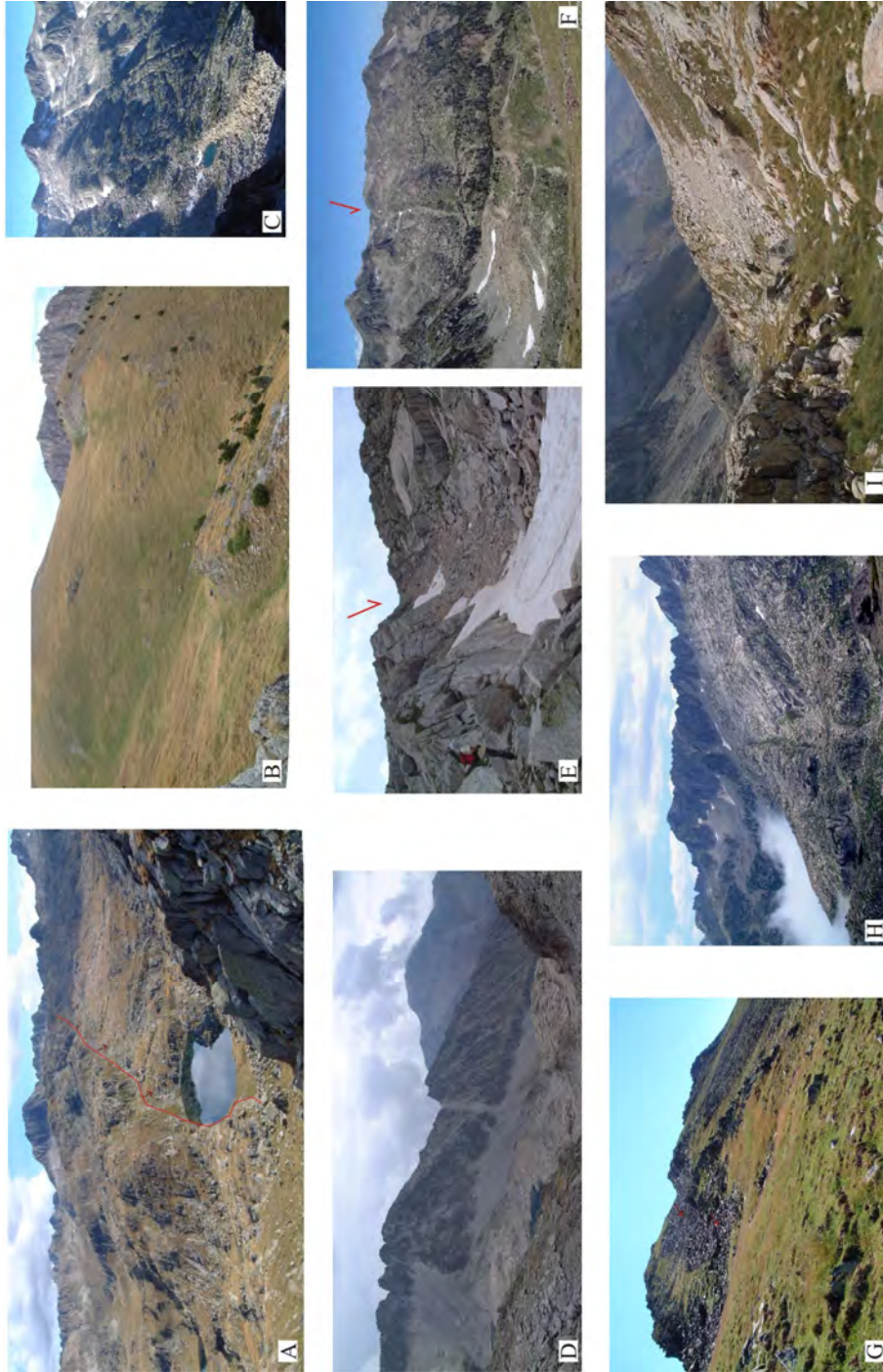


Fig. 4. 16 Escarpes a contrapendiente. A) Cabidornats (Circ de Colomers), B) Loma bajo Pinetó, C) Valle de Cregüeña, D) Falla de Coronas desde la subida al pico Argagüells, E) ladera oeste de Lac de Mar, F) Ladera norte de Conangles, G) En el pico Roca Blanca, H) ladera este de Lac de Mar, I) Barranc de Ballibierna.



Fig. 4. 17 Escarpes a favor de la pendiente: (A-C) y agrupaciones de lineamientos paralelos a las curvas de nivel (D-E). **A)** Afectando a un lomo glaciar en *Barrancs*, ladera noroeste; **B)** Circo de la Maladeta, al oeste de *la Renclusa*; **C)** ladera este de la cabecera del *Circ de Cabanes*; **D)** *Barranc d'Aubert* (tributario ladera oeste del valle del *Joieu* al S del pico de *Monjòia*); **E)** ladera este de Roca Blanca (junto a *Pinetò*); **F)** *Fangonielles* (tributario ladera sur del valle de *Ballibierna*).

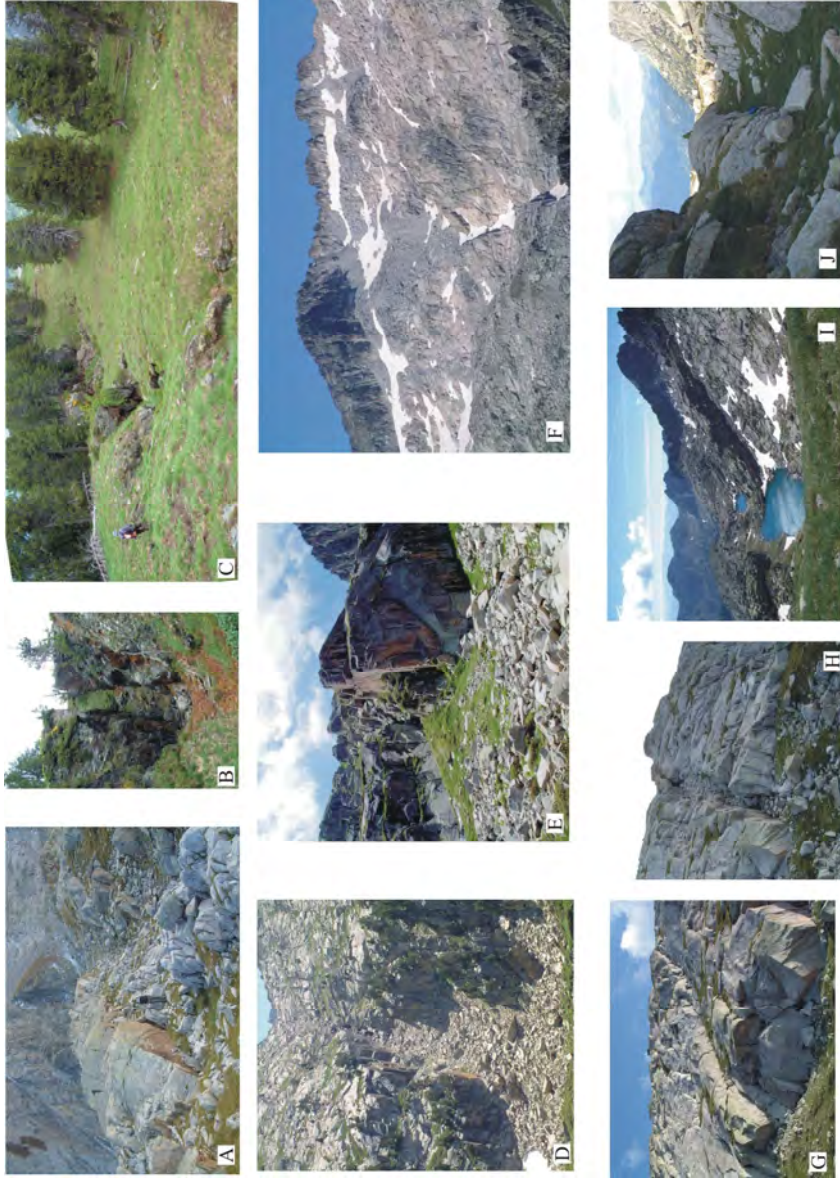


Fig. 4. 18 Otros lineamientos. **A)** escarpe asociado a un contacto litológico entre granito (izquierda) y calizas (derecha) Coll dels Arenesos (al oeste del pico *Forcanada*); **B)** lineamiento poco incidido y **C)** lineamiento con depresión asociada, ambos en *Porera*, ladera del Valle de *Ruda*; **D)** lineamiento incidido por drenaje fluvial y cono de deyección en *Lac de Alba*; Escarpes en el sentido de la pendiente con desplazamiento aparente asociado: **E)** *Cabidornats* (*Circ de Colomers*) con bloque de la izquierda hundido y relleno por un cono de deyección; **F)** Circo de *Llosárs* y **G)** ladera este del *Lac de Mar*, ambos con bloque de la derecha aparentemente hundido; **H)** junto a **G**, lineamiento sin desplazamiento asociado; **I)** en la cabecera del *Circ de Cabanes* y **J)** entre *Lac de Mar* y *Restanca*, escarpe incidido por el paso del glaciar.

4.3 MATERIALES AFECTADOS POR O RELACIONADOS CON LA ACTIVIDAD DE FALLAS

4.3.1 Depósitos de *Prüedo*

En las inmediaciones de la FNM se describieron y cartografiaron en detalle los depósitos de *Prüedo*, descritos por primera vez en detalle por De Sitter (1954a) (ver antecedentes en sección 5.1). El estudio estuvo motivado por su posible relación con la actividad reciente de la FNM; dada su edad reciente (se trata de depósitos detríticos poco consolidados) y el hecho de que los afloramientos se limiten al pie de la FNM, se consideró que los depósitos de *Prüedo* podrían haberse generado en relación al movimiento de la falla.

En esta sección se trata tan sólo la cartografía de los depósitos y algunas consideraciones sobre el aspecto general del conjunto. En el siguiente capítulo se presenta el estudio detallado de la estratigrafía de la serie junto con los resultados del análisis paleontológico realizado para una mejor determinación de la edad de formación. El tratamiento multidisciplinar de los depósitos también ha incluido el estudio del subsuelo por medio de perfiles audiomagnetoteléuticos. Los resultados han llevado a considerar los depósitos como una pieza clave para caracterizar la actividad reciente de la FNM, permitiendo estimar una edad mínima para la formación de las superficies de aplanamiento.

Localización y estado de los afloramientos

Se han identificado cinco localidades donde se han preservado estos depósitos en lugares que hemos llamado localidad 1, 2, 3, 4 y 5 (Fig. 4. 7, Fig. 4. 19). En las localidades 1 y 2, los materiales afloran en barrancos perpendiculares a los valles de *Valarties* y *Aiguamòg* respectivamente, conocidos localmente como *Riu Verd* y *Barranc del Riu Merder* respectivamente. Este último topónimo, que equivale al termino “barrizal” en castellano, le fue dado probablemente a la localidad 2 debido a la gran cantidad de material fangoso que se forma como consecuencia del desmantelamiento de estos afloramientos en épocas de lluvia. En el barranco consecutivo a éste hacia el S, el *Barranc de Montanèr* (localidad 3, Fig 4.12), no se han encontrado afloramientos que permitan apreciar la serie sino más bien indicios de los depósitos; el fondo del barranco presenta morfologías típicas de flujos de lodo, probablemente procedentes de los depósitos de *Prüedo*. Tanto en la localidad 1 como en la 2, los depósitos de *Prüedo* están afectados por inestabilidad de las laderas, que ha dado lugar a cicatrices erosivas de gran pendiente cuyo aspecto cambia mucho de un año para otro a causa de la erosión hídrica. En estos cortados se pueden apreciar partes de la serie de hasta 40 m de potencia. En la parte superior (a cotas equivalentes a las de las superficies de aplanamiento) se han observado cicatrices curvas limitando zonas aterrazadas (Fig. 4. 20) que evidencian que los materiales están afectados por movimientos de masa rotacionales. La localidad 5 se encuentra en los *Prats de Porèra*, en la ladera de un barranco amplio que drena a *Aiguamòg* y presenta afloramientos muy reducidos, que sólo permiten apreciar la existencia de un material limoso de color gris. Este aspecto es también el que presenta la localidad 4. Dado que en estas zonas se han podido formar turberas en tiempos glaciares, la interpretación de este material como depósitos de *Prüedo* está poco fundamentada. Por ello nos hemos centrado en la descripción e

interpretación de los afloramientos en las localidades 1 y 2 (Riu Verd y Barranc del Merder).

La determinación de que los depósitos de *Prüedo* se extendían hasta el sector de *Porèra* (Fig. 4. 5) se ha basado en la morfología de la zona, que es análoga a la de *Prüedo*; presenta una zona deprimida en la superficie de aplanamiento y está limitada al sur por la traza de la FNM.



Fig. 4. 19 Vista general de los afloramientos de Riu Verd, localidad 1 (**arriba**) y parte intermedia de la serie en Barranc del Riu Merder, localidad 2, en la que se aprecian formas de canal en la parte central (**abajo**). En ambos casos se puede apreciar cómo la serie está cubierta por un till glaciar (nivel anaranjado a techo).



Fig. 4. 20 Parte superior (corona) de deslizamientos rotacionales afectando a la parte alta de los depósitos de *Priedo*. El desplazamiento de la superficie produce un aterrazamiento de la zona.

Relación con la actividad de la FNM

El establecimiento de la relación directa entre los depósitos de *Priedo* y la actividad de la FNM se ha hecho tras el estudio multidisciplinar recogido en el siguiente capítulo. Cómo se verá en él, la determinación de la edad y de la distribución en profundidad de los depósitos han sido claves para establecer esa relación, que no puede deducirse tan sólo a partir de observaciones directas de campo.

4.3.2 Materiales glaciares o postglaciares

En la Maladeta, no se ha observado ningún escarpe que desplace de forma clara materiales recientes pero si se han encontrado materiales restringidos al bloque hundido y localizados al pie de escarpes a contrapendiente. Se han observado varios casos:

- a) depósitos de ladera finos y estratificados al pie de escarpes cuya formación está relacionada con el bloqueo del drenaje fluvial-aluvial o la formación de sistemas palustres en relación a la barrera física que supone el escarpe

- b) glaciares rocosos cuyo curso se ve bloqueado por escarpes. En estos casos el bloqueo conlleva un flujo del glaciar paralelo al escarpe.

En ambos casos, el depósito del material es posterior a la generación del escarpe. En el caso de un glaciar rocoso, no sería correcto hablar de depósito del material sino de emplazamiento ya que son formas reptantes, en ocasiones aún activas.

A diferencia del estudio de estos depósitos estratificados, el momento de emplazamiento de un glaciar rocoso bloqueado por un escarpe sólo indica una edad mínima para la formación del escarpe, pero no da información acerca de su estado de actividad. Además, como ya se ha comentado, los glaciares rocosos pueden mantenerse con un cierto grado de actividad durante miles de años con posterioridad a su depósito por lo que su utilidad como marcadores temporales es prácticamente nula. En la Maladeta, los glaciares rocosos cuyo curso se ha visto afectado por la presencia de un escarpe son, en todos los casos, glaciares de flujo perpendicular al escarpe que presentan una flexión de $\sim 90^\circ$ al chocar contra él. Se han reconocido algunos casos en que el glaciar rocoso discurre sobre un escarpe a favor de la pendiente, no pudiéndose establecer una relación cronológica clara debido a la naturaleza caótica del depósito y a la posibilidad de que se produzca un mimetismo del escarpe al reptar sobre él. No se han identificado glaciares rocosos que se emplacen sobre escarpes a contrapendiente.

Hay dos tipos de depósito que han sido utilizados en diversas ocasiones como marcadores desplazados por fallas (Ej.: Persaud y Pfiffner, 2004; Hippolyte et al., 2006a y b) y que en este trabajo no se han considerado como marcadores geomorfológicos válidos; Por una parte los depósitos de till glaciar y por otro los depósitos de canchal. Un till se deposita sobre la superficie al fundirse el hielo que transporta el material que lo forma (bloques heterométricos, arena, lodo fino etc.). Al quedar depositado, este material adopta la forma de la superficie, mimetizando cualquier desnivel preexistente en ella. Si la superficie tiene una pendiente inestable, este material se movilizará hasta alcanzar el equilibrio. Así, si es depositado sobre una ladera en la que existía un escarpe, el till podrá reconocerse a ambos lados de éste y en función del grosor de la acumulación, el escarpe quedará expuesto o no. Cuando se trata de canchales, y en este contexto, también de derrubios de ladera, el hecho de encontrar material depositado a un lado y a otro de un escarpe a contrapendiente no nos permite determinar que el canchal (o el derrubio de ladera) haya sido desplazado por la falla. La fosa asociada al escarpe es un lugar de acumulación preferencial de nieve. Por ello, en zonas de alta montaña en las que una gran parte del año las laderas están cubiertas de nieve, el escarpe no tiene por qué suponer una barrera en el depósito del material pendiente abajo. Al fundirse la nieve, el material acumulado durante la estación fría quedará desnivelado a un lado y a otro del escalón, sin que se haya tenido que producir movimiento a favor del escarpe.

Por estas razones, aunque se han observado tills y depósitos de canchal aparentemente desplazados por fallas, no han sido considerados para atribuir una edad postglaciar a la generación de los escarpes.

Formas de estudio

La excavación y estudio de trincheras en escarpes a contrapendiente puede ayudar en la determinación de la edad de formación del escarpe y al establecimiento de la cronología y el estilo de deformación asociada a la falla que lo genera en caso de ser un escarpe “activo” y no erosivo. El tipo de información que puede obtenerse es útil para conocer si existe una

periodicidad en la actividad de la estructura, o para asociar la ocurrencia de movimiento con determinados factores desencadenantes. Esta técnica es similar a la utilizada para estudiar fallas tectónicas activas, por lo que en muchos trabajos es referida como técnica paleosismológica (McCalpin, 1999a, Onida et al., 2000). En el capítulo 6 se dan varios ejemplos de cómo se ha seguido esta aproximación en estudios de DGPL. En el entorno de la Maladeta, la excavación de trincheras ha permitido el estudio de la deformación gravitacional por parte de Gutiérrez-Santolalla et al. (2005); Gutiérrez et al. (2008) en la ladera de *Fangonielles* (

Fig. 4. 17) y en la vertiente norte del valle de Ardonés (tributario del río Remáscar) (Fig. 4. 21), casos que se tratan el capítulo 8.



Fig. 4. 21 Estudio de los sedimentos atrapados por la formación de un escarpe a contrapendiente en *Ardonés* realizado por Gutiérrez et al. (2008). **Arriba:** Nivelación de precisión y excavación de la trinchera. **Abajo:** Mallado de las paredes (izquierda), detalle de plano de falla visto de frente, con estrias indicadas por la flecha (centro) y vista lateral de plano de falla visto indicado por la flecha y las marcas verdes (derecha).

4.4. RECAPITULACIÓN

El estudio geológico y geomorfológico de la zona ha llevado a reconocer la reactivación neotectónica de una falla de orden mayor, la FNM, y a identificar numerosos escarpes rectilíneos de longitud variable desarrollados en las laderas de los valles. Estos rasgos principales de deformación activa tienen un carácter muy diferente; la FNM es indicativa de una actividad más antigua y continuada a través del tiempo, de claro origen tectónico. Por el contrario, los escarpes en las laderas rocosas sugieren una actividad restringida al Cuaternario, cuya naturaleza neotectónica ha de ser investigada. Mientras la FNM tiene una extensión de ~ 17,5 km y un desplazamiento máximo acumulado en la vertical entorno a los 500 m, los lineamientos rectilíneos afectando a basamento (lineamientos rectilíneos) tienen longitudes medias de < 2 km y por lo general, no superan 10 m de desplazamiento vertical aparente. Sin embargo, se han cartografiado varios lineamientos rectilíneos de dimensiones muy superiores a la media, que alcanzan los 12 km de longitud y desplazamientos verticales aparentes de hasta 150 m, pudiéndose tratar de casos intermedios entre un tipo y otro de ruptura.

Por ello, en las secciones sucesivas, el estudio de estos elementos se ha estructurado en dos bloques independientes; El capítulo 5 trata de determinar en la mejor medida posible la actividad reciente de la FNM, precisando el desplazamiento acumulado por ella a partir de la formación de los depósitos de *Priüedo*. Los capítulos 6 y 7 tratan sobre aspectos teóricos sobre los lineamientos rectilíneos, que serán puestos en práctica en el capítulo 8.

CAPÍTULO 5

FALLA NORTE DE LA MALADETA Y ORIGEN NEOTECTÓNICO DE LA CUENCA DE *PRÜEDO*.

En el anterior capítulo se vio que la actividad reciente de la FNM ha dado lugar a la dislocación de una superficie de aplanamiento precuaternaria mediante el hundimiento y el basculamiento relativo del bloque de techo. La actividad de falla normal, prolongada en el tiempo, ha dado lugar a la exposición del plano de falla, preservado en facetas triangulares. El estudio de los materiales detríticos de *Prüedo*, que afloran al pie de las facetas tectónicas más orientales, sugiere que éstos correspondan al relleno de una fosa tectónica generada en el bloque hundido en relación a la actividad de la FNM. La caracterización del tipo de depósitos y de la estructura de la cuenca, se ha hecho mediante la cartografía de detalle de los materiales de *Prüedo*, el estudio estratigráfico de sus afloramientos y la prospección magnetotélurica del sustrato. La datación por medios paleontológicos ha permitido actualizar la datación existente confirmando que la cuenca se formó en el Mioceno superior.

5.1. ANTECEDENTES

La primera descripción detallada de los depósitos de *Prüedo* conocida es de De Sitter (1954a). No obstante, los depósitos habían sido mencionados por Volker (1953), quien les atribuyó una edad terciaria. En la Fig. 5. 1a se muestra la columna estratigráfica de la localidad 2 (Fig. 4. 5) y la interpretación de la paleogeografía de la zona durante el depósito de la serie, ambas tomadas De Sitter (1954a). Además de ese trabajo, sólo se tiene constancia de otra descripción de la serie elaborada por Vilaplana et al. (1986) en la misma localidad, que incluye una sección esquemática de la ladera E de Aiguamòg (Fig 5. 1b).

La cartografía de los depósitos de *Prüedo* que se encuentra en De Sitter (1954a) es considerada en la síntesis cartográfica (escala 1:50.000) del Pirineo Central elaborada por Zwart (1965, 1979) y contempla los afloramientos de ambas laderas del valle de Aiguamòg (aquí localidades 2, 4 y 5, Fig. 4. 5). Vilaplana et al. (1986) sólo consideran el afloramiento de la ladera W (aquí localidad 2).

5.1.1. Edad y naturaleza de los depósitos

Basándose en la correlación del contenido polínico de la serie con los depósitos de Estavar, en la fosa de la *Cerdanya*, Jelgersma (1957) atribuye a los depósitos de *Prüedo* una edad vindoboniense (Mioceno superior). Ésta constituye la única datación de los depósitos conocida hasta la fecha y se tratará en detalle en las próximas secciones.

Acerca del origen de los materiales, se han dado dos tendencias: La escuela de Leiden les atribuye un origen precuaternario mientras que otros autores contemplan la posibilidad de que sean depósitos interglaciares (Solé Sabaris, 1957) o de yuxtaposición glaciaria (Vilaplana et al., 1986). En cambio, la discusión de la escuela de Leiden asume que los materiales son terciarios y se centra en la relación de los depósitos con las superficies de aplanamiento. Según De Sitter (1954a), los materiales estaban rellenando una garganta incidida en la superficie de aplanamiento. Según esta interpretación y la datación de los depósitos hecha por Jelgersma (1957), podría considerarse una edad **previndoboniense** para el origen de las superficies de aplanamiento (Zandvliet, 1960). Kleinsmiede (1960) discrepa acerca de la hipótesis de De Sitter (1954a) alegando que los depósitos de *Prüedo* están afectados por el arrasamiento que dio lugar a las superficies, que han de ser postvindobonienses según la datación de Jelgersma (1957) y posiblemente pliocenas. El autor comenta que es probable que los depósitos se hayan conservado al estar afectados por fallas E-W, que habrían podido actuar repetidamente en tiempos posteriores a la orogenia alpina. Además, especifica que los materiales están limitados al S por una falla, que en esta tesis se identifica como la FNM. De este modo, Kleinsmiede (1960) relaciona los depósitos de *Prüedo* con la actividad tectónica postorogénica de la FNM considerando que están “pinzados” por ella. Jelgersma (1957) también menciona la reactivación de fallas alpinas en el origen de los depósitos pero desde una perspectiva diferente; la autora cree que “los depósitos rellenaban un pequeño lago formado en el paisaje terciario a causa del hundimiento del terreno por la formación de una pequeña fosa. Después del relleno del lago y, tras un levantamiento de la zona, se dio una nueva formación del valle”. Jelgersma (1957) sugiere que los depósitos lacustres pudieron haber sido contemporáneos a la actividad tectónica, que habría afectado a materiales del Triásico cercanos a estos depósitos miocenos.

5.2. ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO DE LOS DEPÓSITOS DE *PRÜEDO*

5.2.1 Descripción estratigráfica de los depósitos de *Prüedo*

El mapa de la Fig. 5. 2 muestra las 5 localidades en las que se han encontrado los depósitos de *Prüedo*. En ella puede apreciarse la extensión de los afloramientos de estos depósitos en las localidades 1 y 2 y su localización respecto a la FNM y otras fallas de la zona con expresión geomorfológica. El conjunto de materiales se deposita sobre basamento y está limitado al sur por la FNM, cuya traza se sitúa a sólo 10 m de una de las secciones de la localidad 1 (afloramiento S1). En ambas localidades, la serie está cubierta por un till glaciario de potencia variable entre 2 y 30 m aproximadamente. El till está compuesto mayoritariamente por bloques graníticos que llegan a alcanzar la decena de metros de diámetro, soportados por una matriz arenosa.

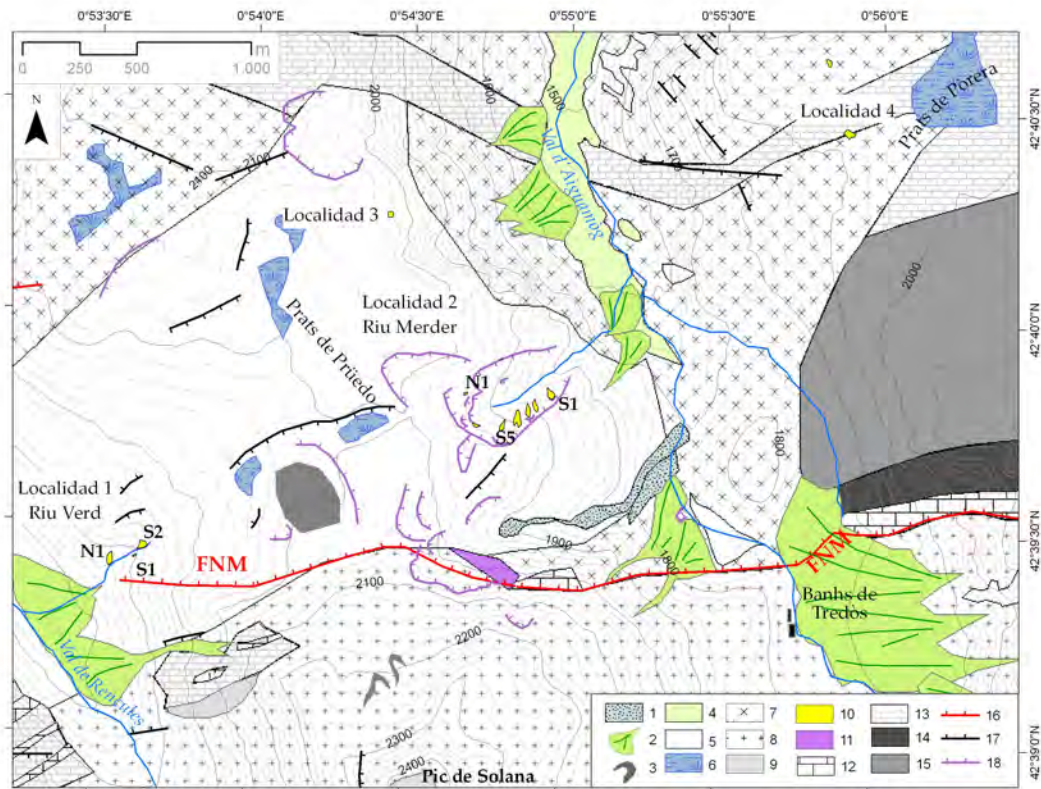


Fig. 5. 2 Cartografía de detalle de los depósitos de *Prüedo* y localización de los afloramientos. Se han incluido los elementos geomorfológicos relevantes para el estudio de la cuenca. 1, material deslizado; 2, cono de deyección; 3, glaciar rocoso; 4, terraza fluvial; 5, till o derrubio de ladera; 6, turbera; 7, granitoide (*Arties* y *Tredòs*); 8, granitodide (*Maladeta*); 9, rocas volcánicas; 10, depósitos de *Prüedo*; 11, lutitas (Permotriásico); 12, calizas (Carbonífero); 13, calizas (Devónico); 14, pizarras (Silúrico); 15, pizarras y areniscas (Cambordovíico); 16, Falla Norte de la Maladeta; 17, escarpes rectilíneos; 18, escarpes curvilíneos. Equidistancia entre las curvas de nivel, 20 m.

En la localidad 2 se ha inferido que la serie se deposita sobre basamento granítico ya que éste aflora en la parte baja del Barranco del *Riu Merder*. En la localidad 1 se ha observado un afloramiento en el que los depósitos yacen directamente sobre material granítico muy alterado (Fig. 5. 3). La alteración del granito que aflora bajo la serie es de tipo arcósico, mucho más intensa que la del granito en otros afloramientos del macizo en los que el basamento ha quedado expuesto por encajamiento glaciar, fluvial o por movimientos de masa recientes. Este tipo de alteración es característica de climas más templados que el actual. Todo ello lleva a pensar este afloramiento granítico corresponda a un paleorelieve precuaternal exhumado sobre el que se depositó el material detrítico (C. Martín-Closas com.per.).



Fig. 5. 3 Aspecto del basamento granítico expuesto en la localidad 1. Nótese el color blanco de la alteración arcósica, que sugiere que se trate de un paleorelieve exhumado.

Varios hechos sugieren que el paleorelieve y los depósitos de *Prüedo* lleven tan solo unos años o un par de décadas expuestos en el barranco del *Riu Verd*; por una parte, ninguno de los trabajos de cartografía de la zona (Kleinsmiede, 1960; Zwart, 1965, 1979) documentan la presencia de este afloramiento. Por otra parte, en esta localidad, el afloramiento de los depósitos de *Prüedo* en paredes subverticales sugiere una exposición reciente, ya que la poca consolidación de los materiales no es favorable a la preservación de las paredes. A ello se suma el posible incremento de la capacidad erosiva del torrente en relación a la canalización de éste aguas abajo de los afloramientos.

Series estratigráficas

Se ha descrito la estratigrafía de los conjuntos expuestos en las localidades 1 y 2 (Fig. 4. 19, Fig. 5. 4). Se trata de materiales detríticos estratificados que sólo están consolidados en la parte basal. En su conjunto forman una secuencia granodecreciente con predominio de conglomerados en la base, limos, arenas y microconglomerados en los niveles intermedios y alternancias de capas de lignito y limos a techo. Estas tendencias granulométricas coinciden con las reconocidas por De Sitter (1954a) y Vilaplana et al. (1986) (Fig. 5. 1).

Tal como distinguió Jelgersma (1957), se pueden diferenciar tres unidades principales, que corresponden a la base, a la parte media y a la parte superior de la serie estratigráfica. Estas unidades son descritas a continuación.

Conglomerados basales

La base de la serie está constituida por capas métricas (2-4 m) de conglomerados heterométricos (≤ 10 cm de diámetro), de cantos redondeados, tanto subesféricos como aplanados. Se observan niveles soportados por la matriz y también soportados por los cantos, observándose, en estos últimos, estructuras imbricadas que indican una procedencia N-NE. Las litologías predominantes son cuarcitas, esquistos, pizarras, corneanas y grauvacas, siendo los cantos graníticos muy ocasionales. Los conglomerados alternan con capas de areniscas y limos. El conjunto está compactado y la matriz cementada. Las capas de limos presentan diaclasas subverticales según dos sistemas ortogonales en las direcciones N355E y N80E.

El afloramiento donde mejor se observa la parte basal de la serie es el S1 de la localidad 2 (Fig. 5. 5: fotografías 5 y 6). Los 3-4 m superiores de la serie están compuestos de conglomerados no compactados, que contrastan con los conglomerados basales. Es probable que se trate de depósitos posteriores correspondientes a abanicos aluviales que

bordeaban la cuenca. En la localidad 1 también están presentes estos niveles, que afloran a menor cota (Fig. 5. 4).

Niveles intermedios

La parte media de la serie está representada por alternancias de limos y microconglomerados. Algunas capas de limos contienen pasadas finas de arenas. Hacia las partes más altas de la serie, los limos presentan colores más oscuros (posiblemente debido al mayor contenido en materia orgánica) y alternan ocasionalmente con capas finas de lignito. En los afloramientos S1 de la localidad 2 y S2 de la localidad 1, esta parte de la serie también está compuesta por paquetes de conglomerados de 1-2 m de potencia. Los conglomerados están formados por cantos heterométricos de hasta 10 cm de diámetro, redondeados y con formas planares (elongadas o circulares, en su mayoría de esquistos) y subesféricas (cuarcitas y granitos). Dentro de una misma capa, los conglomerados varían de estar soportados por la matriz a estar soportados por los cantos, siendo la matriz en todos los casos limosa-arenosa y muy deleznable. Estos niveles presentan bases erosivas en forma de canal y cantos imbricados que indican direcciones de procedencia entre N20E y N70E. Todos los estratos de esta parte de la serie presentan un grado muy bajo de cementación (Fig. 5. 5; fotografías 1- 4, 8 y 9).

Niveles ricos en lignitos a techo

En los afloramientos S2 de la localidad 1 y S4 de la localidad 2, el techo de la serie está compuesto por una sucesión continua de limos con pasadas finas ocasionales de arenas y microconglomerados que alternan con niveles de lignitos de hasta 1 m de potencia (Fig. 5. 5; fotografías 7 y 10). Los niveles de lignitos son dominantes en las partes altas de la serie. Las capas de lignito expuestas en el conjunto de afloramientos de la localidad 2 suman 35 (25 niveles en el afloramiento S4 y 7 en el S5). En la localidad 1 se han observado 8 capas de lignito. La serie presenta una cierta ciclicidad, en especial en la parte alta, que consiste en sucesiones de microconglomerado-limo-lignito de potencia variable (siempre <1 m). En el afloramiento S4 de la localidad 2 se han reconocido 6 ciclos de este tipo y en el afloramiento S2 de la localidad 1, 5 ciclos.

Correlación de las localidades

Las secciones descritas en la localidad 1 (Fig. 5. 4) no han podido ser correlacionadas mediante su altitud absoluta debido a los ~15° de buzamiento de las capas hacia el N-NW. Se han podido reconocer series continuas de 29 y 33 m.

En la localidad 2, la correlación se ha hecho asumiendo la horizontalidad de las facies de baja energía y se ha basado en la altitud absoluta de las capas. En la Fig. 5. 4 se presentan las columnas estratigráficas levantadas en los 4 afloramientos de la localidad 2. En esta zona, la potencia de la serie (~102 m) se ha calculado considerando las cotas máxima (1941 m) y mínima (1839 m) en las que se han observado depósitos *in situ*. Si se considera que el afloramiento de la localidad 3 (2020 m) pudo haber estado en continuidad con la localidad 2 (Fig. 5. 2), la potencia máxima estimable por correlación estratigráfica alcanzaría los 181 m. La cota mínima a la que De Sitter (1954a) observó los conglomerados basales en esta localidad es 1820. Considerando ésta como la base de la cuenca, el espesor de los depósitos alcanza los 200 m, valor coincidente con el que le atribuyeron De Sitter (1954a) y Jelgesrma (1957).

Localidad 1
Riu Verd N1 y S1

Altitud: 1775-1806 m
Inclinación aprox de la pared 65-70°

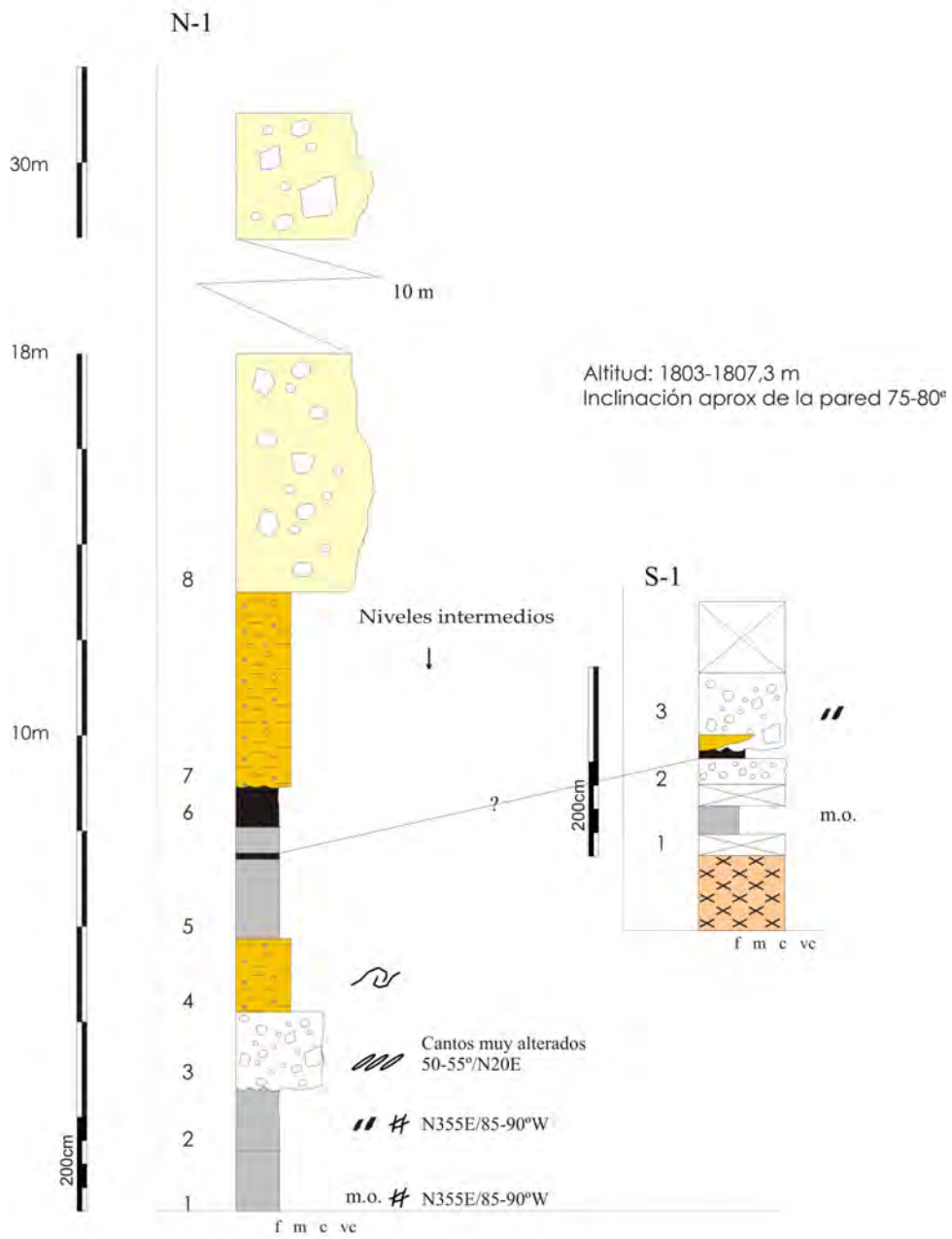


Fig. 5. 4 a) Columnas estratigráficas de la localidad 1. Afloramientos N1 y S1. Leyenda común a la Fig. 5.5.

Altitud: 1808-1837
 Inclinación aprox de la pared 85°
 Buzamiento aprox de las capas 15°

Localidad 1
Riu Verd S2

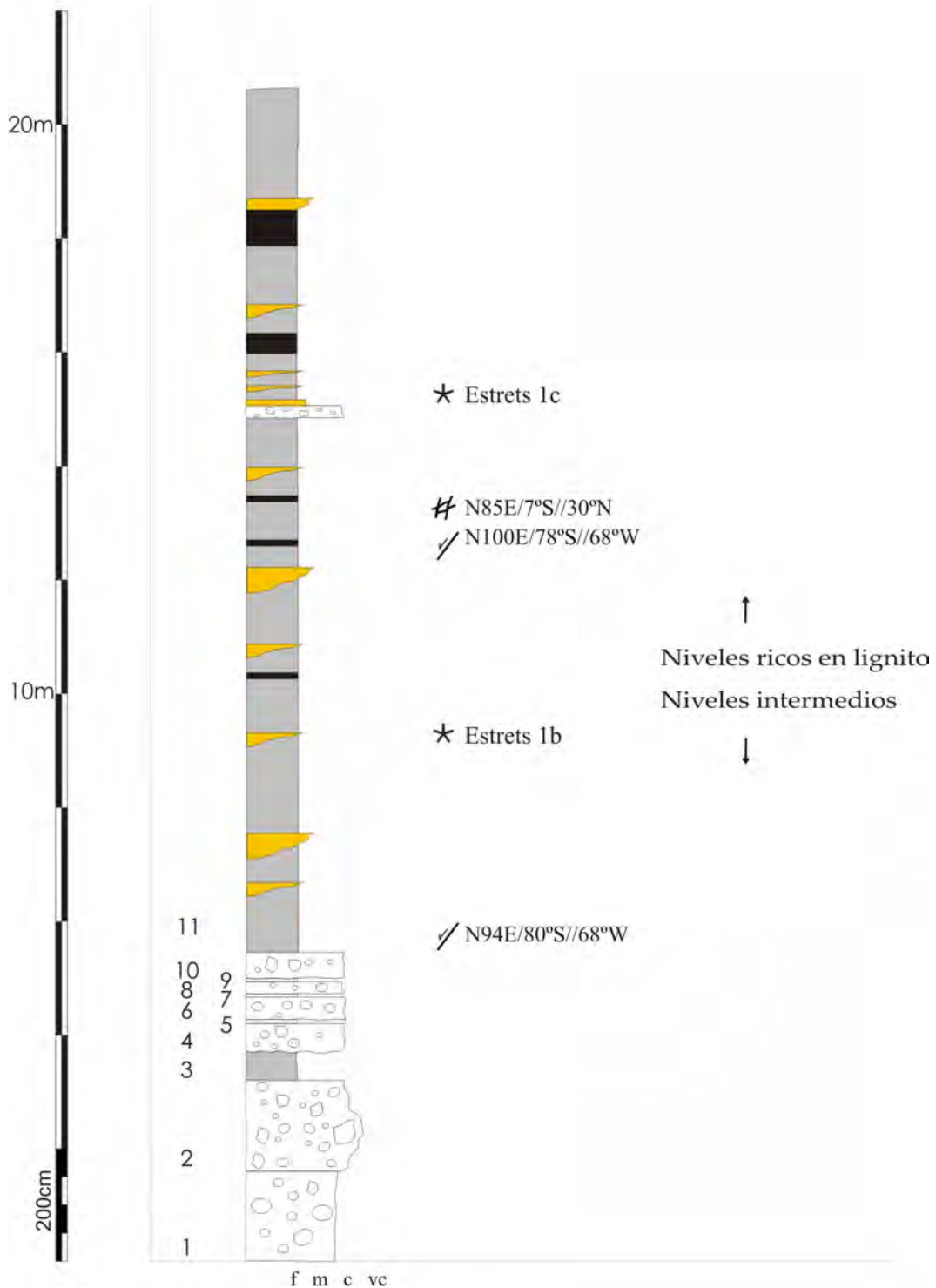


Fig. 5. 4 b) Columnas estratigráficas de la localidad 1. Afloramiento S2. Leyenda común a la Fig. 5.5.



Fig. 5. 5 Fotografías de detalle. Conglomerados de la serie intermedios (1-4) y basales (5 y 6). Niveles ligníticos (7) alternados con limos y arenas (10), ambas fotografías parcialmente cubiertas (parte derecha) y alternancia de limos y microconglomerados (9). Limos sobre conglomerado con pasadas de arena (8). Las fotografías se tomaron en los afloramientos S2 (4) de la localidad 1 (*Riu Verd*) y S1 (1, 2, 5 y 6), S4 (3, 7, 8 y 10) y N1 (9) de la localidad 2 (*Riu Merder*).

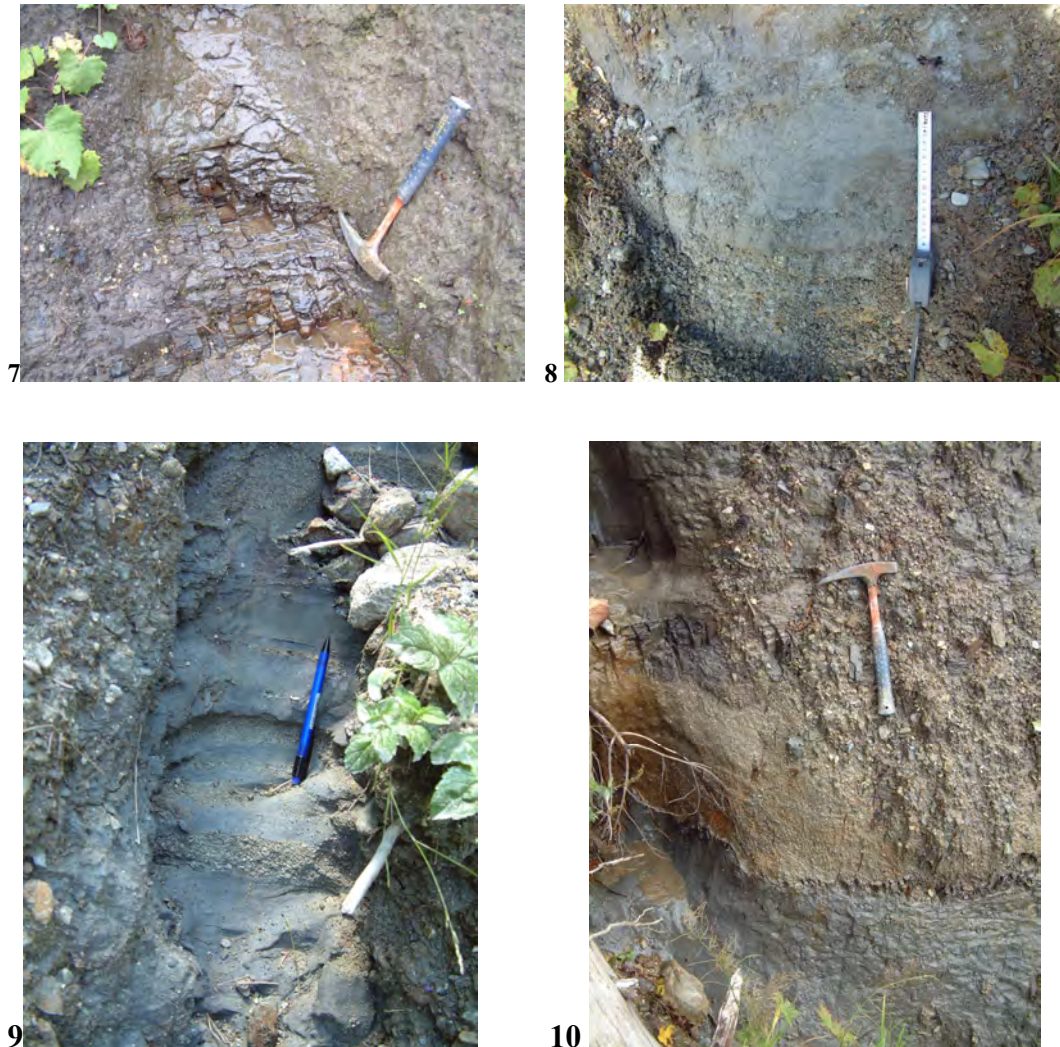


Fig. 5.5 continuación.

Debido a la variabilidad lateral de los depósitos y a la distancia entre los distintos afloramientos, no ha sido posible establecer una correlación entre las series observadas en una y otra localidad en base a niveles comunes. La altitud relativa del paso de conglomerados basales litificados a los niveles intermedios (1779 m en localidad 1 y 1847 m en localidad 2 podría considerarse como “superficie” guía para correlacionar los dos conjuntos. La inclinación de esta superficie no permite asignar una paleopendiente al sistema fluvial puesto que, como se comentará en la sección 5.2.4, la localidad 1 parece afectada por un basculamiento que podría haber hecho disminuir localmente la altitud absoluta de esta superficie.

5.2.2. Ambiente de depósito y área fuente

Ambiente de depósito

Las características sedimentológicas y estratigráficas de la serie corresponden al registro de un sistema fluvial que localmente o temporalmente era sustituido por un sistema palustre.

Acerca del tipo de sistema deposicional, los materiales de *Priëdo* han sido interpretados anteriormente como depósitos lacustres (Jelgersma, 1957) y fluviolacustres (Vilaplana et al., 1986). Varios de los aspectos observados en la estratigrafía indican que se trata de un sistema fluviopalustre y hacen descartar el carácter lacustre de la serie; la presencia de múltiples canales en un mismo nivel y alternados con depósitos finos junto con la horizontalidad de las capas y la redondez de los cantos indican que se trataba de un sistema fluvial con depósitos de canal alternados con depósitos de margen del lecho y de llanura de inundación.

Debido a la escasa continuidad de los depósitos, no se puede descartar la existencia de canales de alta energía laterales a las capas de material más fino (limos y lignitos) que predominan a techo de la serie. En tal caso, se trataría de un sistema fluvial en cuyas llanuras de inundación se formaban lignitos. No obstante, el hecho de que en ninguna de las localidades se observen conglomerados a techo ni lignitos a muro sugiere una probable pérdida de energía del sistema. Es decir, es posible que el sistema pasara de ser fluvial y de alta energía, a ser palustre (subacuoso).

Área fuente

La redondez de los cantos indica una cierta lejanía del área fuente (al menos decenas de kilómetros). Junto con esta observación, la casi total ausencia de cantos de naturaleza granítica en los conglomerados basales indica que el río no provenía del drenaje del batolito de la Maladeta. No obstante, la escasez de evidencias hace que no pueda descartarse que los conglomerados provengan de la removilización de algunos depósitos detríticos preexistentes en la zona. Si hubiera sido así, parte de los depósitos conglomeráticos podrían ser de tipo coluvial.

La presencia de cantos imbricados en facies de canal (localidad 2, N1, S1) indica que el río provenía del N-NE. Estas observaciones permiten deducir que el sistema fluvial provenía del N-NE, sector en el que las litologías aflorantes en la actualidad coinciden con la composición de los cantos de los conglomerados de *Priëdo* (Mapa geológico anexo I; Zwart, 1965). La localización del paleovalle de *Beret* al NE de los depósitos de *Priëdo* hace que éste sea un trayecto probable del sistema fluvial que alimentaba la zona. Aunque en la actualidad el drenaje en el valle de *Beret* es hacia el N, la pendiente general del paleovalle y las estrías glaciares indican un drenaje hacia el S en épocas glaciares (Zandvielt, 1960).

Causas de la tendencia granodecreciente y naturaleza de la ciclicidad

La pérdida de energía del sistema sedimentario reflejada en la serie pudo haber tenido un carácter muy local, como la ocurrencia de un movimiento de masa o la aparición de una barrera tectónica aguas abajo, o causas climáticas o tectónicas de repercusión regional. Al no disponer de otras secuencias correlacionables con estos depósitos en la región, la segunda posibilidad no puede ser evaluada.

Por otra parte, el carácter cíclico de la parte superior de la serie podría relacionarse con al menos tres causas: cambios en la dinámica fluvial, variaciones climáticas y pulsos tectónicos. La ciclicidad asociada a tales causas puede tener distintas frecuencias temporales. Debido al carácter centimétrico de los ciclos (Fig. 5. 4, niveles ricos en lignito) y las altas tasas de sedimentación esperables ($> 1\text{mm/a}$), sólo se han considerado las variaciones rápidas relacionadas con estos fenómenos. Por tanto, la ciclicidad podría relacionarse con una migración lateral del cauce principal, con inundaciones estacionales o con el represamiento repetido del río por una barrera tectónica.

Aunque las dos primeras causas consideradas pueden explicar la ciclicidad del sistema sin tener que aludir a la existencia de actividad tectónica, la proximidad de la FNM a los depósitos lleva a considerar esta causa como posible. Debido a la reactivación de la FNM, la zona pudo experimentar de forma cíclica una subsidencia tectónica, quedando los cambios morfotectónicos de la cuenca reflejados en las alternancias limo/lignito. Si esto hubiera ocurrido, la causa última del bloqueo del sistema fluvial podría haber sido la formación de un escarpe de falla (tectónico o gravitacional) o un cambio de gradiente del río por un basculamiento del cauce.

5.2.3. Deformación de los depósitos

Los depósitos de *Prüedo* apenas están deformados. Los afloramientos de la localidad 2 presentan una estratificación horizontal, por lo que probablemente se encuentran “*in situ*”. En la localidad 1, los materiales presentan buzamientos de $\sim 15^\circ$ al NW en el afloramiento S2 y de 10° al NNE en el afloramiento S1 (Fig. 5. 4.). En el afloramiento S2 de la localidad 1 (Fig. 5. 6), el basculamiento afecta al conjunto de los estratos, que mantienen la coherencia interna sin que puedan diferenciarse zonas de inflexión. El basculamiento en el mismo sentido que la pendiente y la buena conservación de la estratificación original sugiere que no se trate de movimientos de masa. Los basculamientos podrían responder a deformación tectónica motivada por una mayor subsidencia de la parte oeste de la cuenca, pero no existen suficientes evidencias que permitan confirmarlo. Se ha observado un microfallado con estrías en el interior de niveles limosos a favor de planos paralelos a la pendiente, de buzamiento N85E/7°N//30°W, N94E/80°S//68°W y N100E/78°S//68°W (dirección/buzamiento de la capa/ *pitch* de las estrías). El movimiento hacia el W indicado por las estrías sugiere que haya podido producirse un deslizamiento a favor de la pendiente generada por el basculamiento de las capas.

En el afloramiento S1 de la localidad 1, se observan estructuras menores que podrían reflejar deformación por intrusión de capas de conglomerado en capas de limos muy finos (Fig. 5. 7). Aunque este tipo de estructuras podría corresponder a **sismitas**, no puede descartarse que se trate de una deformación interna de los estratos que se deslizan pendiente abajo por reptación, ya que esta parte de la serie presenta un buzamiento de $\sim 45^\circ$ hacia el norte. A su vez, el hecho de que la serie esté cubierta por un till sugiere que los depósitos hayan podido ser deformados por el paso del glaciar sobre ellos, y que estas estructuras tengan una naturaleza glaciotectónica (J.M. Vilaplana, com.per.).

Además, se han observado diaclasas normales y paralelas a la estratificación afectando a niveles de limos y lignitos (Fig. 5. 5 fotografías 7 y 10). Éstas podrían estar relacionadas con la litificación y/o con la descompresión del conjunto en relación a la erosión del material confinante durante el Cuaternario. También se ha observado un microfallado en materiales afectados por un deslizamiento rotacional en la localidad 2 (Fig. 5. 7) y varios planos de falla en los materiales basculados de la localidad 1 (Fig. 5. 4), todos ellos subparalelos a la pendiente y buzando en el mismo sentido que ésta. Las orientaciones de los planos de falla sugieren que se trate de un deslizamiento local hacia el río *Merder* (localidad 2, S4) y de un basculamiento y posible deslizamiento hacia el valle de *Rencules* (localidad 1, S2).

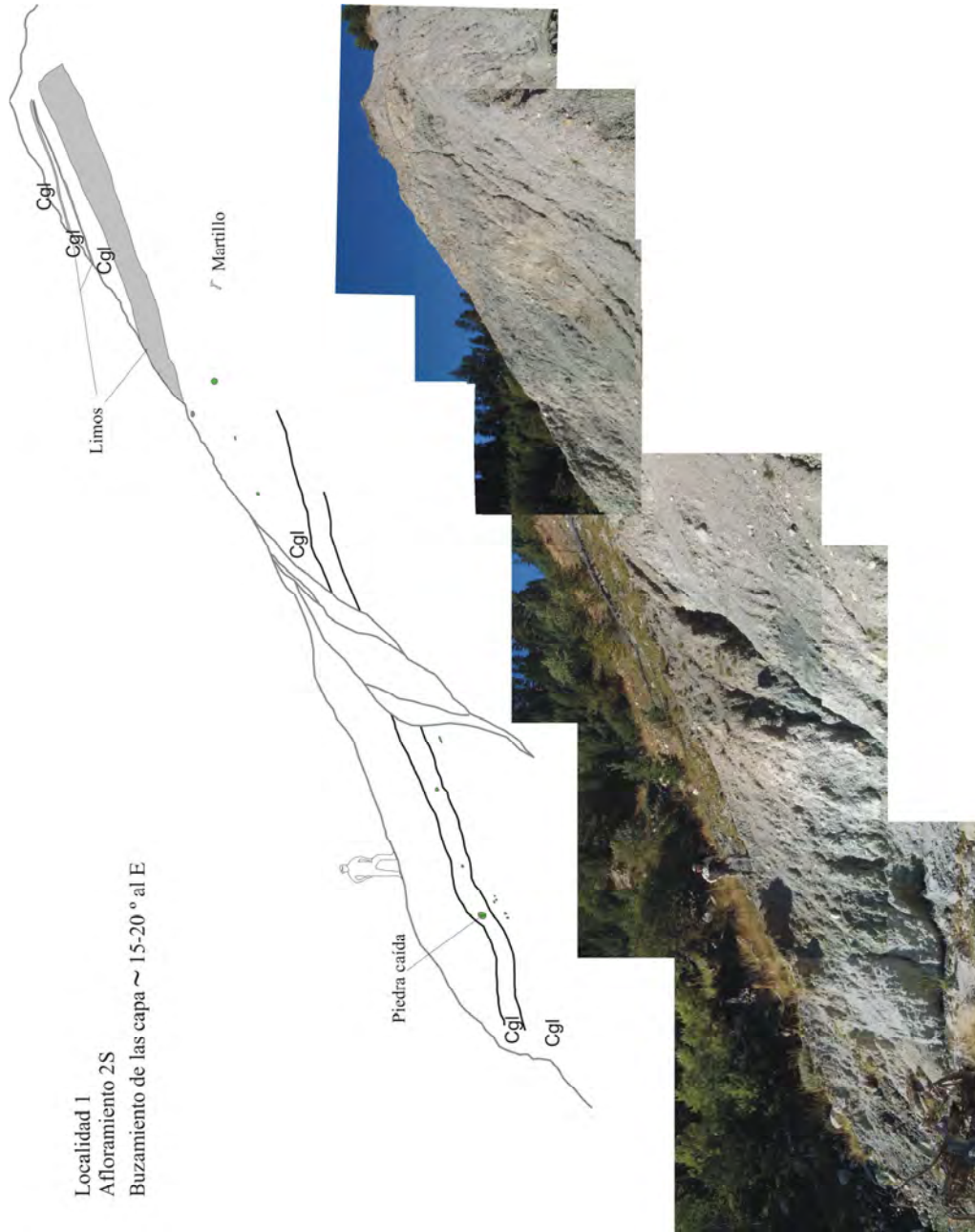


Fig. 5. 6 Esquema interpretado del afloramiento *Riu Verd* S2 en el que puede observarse el basculamiento de las capas.

En resumen, las evidencias de deformación son pocas y algunas ambiguas. La única evidencia que indica una deformación de origen tectónico es el basculamiento de los estratos 15-20 ° al NW en la localidad 1 (*Riu Verd*), que pone de manifiesto la existencia de reajustes probablemente tectónicos en la zona con posterioridad al depósito de esa parte de la serie. La formación hipotética de una fosa tectónica por medio de la actividad de estructuras conjugadas a la FNM en el bloque de techo es una de las posibles causas del basculamiento localizado en esta parte de la cuenca. La formación de fallas que buzcan al S o SE localizadas al N de la localidad 1 podría explicar el basculamiento de la zona hacia el NW. Por otra parte, es interesante destacar que esta localidad está situada en el extremo oeste del segmento central de la FNM, y corresponde a una zona de relevo de segmentos de falla. Es probable que este relevo haya generado otras estructuras secundarias con cuya actividad pueda estar relacionada la deformación de los depósitos (Fig. 4.5).



Fig. 5. 7 **Arriba:** Detalle de una falla menor desarrollada en materiales limosos encontrado en un afloramiento reducido cerca del afloramiento N1-localidad 2. **Abajo:** Lentejón de material limoso en el afloramiento S1-localidad 1. La deformación de la base del material limoso podría estar causada por la reptación de la ladera o por el paso de la lengua glacial sobre los depósitos de *Priedo*.

5.2.4. Edad de la serie

Como ya se ha comentado antes, la única datación de los depósitos que se conoce es la que hizo Jelgersma (1957) a partir del análisis polínico de 22 capas de lignito identificadas en la serie. El resultado del análisis indica la presencia de especies de flora comunes a las encontradas en los depósitos de Estavar, otra serie lignítica estudiada en la fosa de la *Cerdanya* (Pirineos Orientales) y datada entonces por su contenido en mamíferos fósiles como **Vindoboniense**. Además de esta correlación, Jelgersma (1957) basa la datación en la ausencia de especies paleógenas y la presencia de especies que aparecen en el Mioceno medio. Debido a que no se observan especies típicas del Plioceno, la autora infiere que la serie se formó en el Mioceno superior. Estudios más recientes del contenido en macromamíferos fósiles de los lignitos de Estavar indican una edad vallesiense para éstos (Agustí y Roca 1987).

Muestreo para una nueva datación

Con el fin de actualizar la datación de los depósitos de *Prüedo* y obtener una edad directa a partir del contenido fósil de la serie, se realizó el análisis bioestratigráfico. Se muestrearon 7 niveles, señalados en la Fig. 5. 4. El muestreo se realizó en dos campañas distintas: la primera destinada al estudio paleontológico de micromamíferos y contenido polínico y la segunda para analizar el contenido en paleocarpolitos (semillas y frutos fósiles). En esta última campaña también se buscaron, sin éxito, restos de hojas fósiles, de las cuales se habían encontrado, durante la primera campaña, tres ejemplares mal preservados.

Los detalles del análisis de estos niveles junto con los resultados obtenidos se dan en la siguiente sección.

5.3. BIOESTRATIGRAFÍA

A continuación se detalla el tipo de tratamiento al que fueron sometidas las muestras, la separación de ejemplares fósiles y la clasificación de éstos. Los resultados obtenidos son el fruto del trabajo conjunto con G. Jiménez (*Department of Earth and Planetary Science* de la *University of New Mexico* y el *Centre for Environmental Science and Education* de la *Northern Arizona University*) y E. Martinetto (*Dipartimento di Scienze della Terra* de la *Università di Torino*).

5.3.1 Análisis bioestratigráfico con micromamíferos

El estudio evolutivo de los micromamíferos fósiles, y en particular, de los roedores (Orden *Rodentia*), es una de las técnicas que mejores resultados ha proporcionado en cronoestratigrafía de depósitos continentales. En la Península Ibérica, el desarrollo de este campo ha permitido establecer escalas bioestratigráficas para el Cenozoico basadas en micromamíferos fósiles (Agustí et al., 2001). Estas escalas, al ser calibradas con métodos absolutos, permiten utilizar el contenido en micromamíferos fósiles para estimar la edad absoluta de formación de depósitos continentales.

Los micromamíferos presentan unas tasas evolutivas elevadas y son especialmente sensibles a los cambios climáticos, hecho que ha dado lugar a una gran diversificación evolutiva a nivel de especies, reflejada principalmente en la morfología de las piezas dentarias. Estos restos fósiles de micromamíferos se concentran en los materiales de

relleno de cuencas continentales, en depósitos detríticos de tipo arcilloso-arenoso o microconglomerático, y en depósitos kársticos. Aún así, la extracción de un número suficiente de ejemplares que permita un estudio completo requiere el muestreo, lavado y tamizado de toneladas de sedimento.

Muestreo

La campaña de muestreo se realizó con J. Agustí (entonces director del *Institut de Paleontologia Miquel Crusafont* de Sabadell, Barcelona) y tuvo como objetivo la realización de una “cata” para conocer la concentración de piezas de la dentición de roedores fósiles de determinados niveles.

Se muestrearon el nivel 7 del afloramiento S1 (muestra *Prüedo-1a*) y los niveles 4 y 11 (muestras *Prüedo-4a* y *Prüedo-4b*) del afloramiento S4, todos de la localidad 2 (Fig. 4.5 c). De cada nivel se tomaron unos 60 kg de muestra. La Fig. 5. 10 muestra el aspecto de uno de los niveles muestreados.



Fig. 5. 8 Aspecto de uno de los niveles muestreados (S4-4 localidad 2) para análisis en micromamíferos.

Tratamiento de las muestras

Los ~180 kg de limos muestreados de la localidad 2 se secaron en una estufa a 80°C durante aproximadamente 24 horas. Una vez deshidratados, los fragmentos de limo, de diámetro < 10 cm, se sumergieron en agua para provocar la pérdida de cohesión de la muestra. La pérdida del agua intersticial que acompaña el secado permite que la muestra se disgregue con más facilidad cuando es sumergida en agua. El tiempo en que las muestras estuvieron en agua varió entre un día a una semana. La muestra *Prüedo-4d* (del nivel S4-11) no se pudo desconsolidar mediante este procedimiento y necesitó un procedimiento especial. Debido al alto contenido en arcillas y materia orgánica, la porosidad de este nivel es muy reducida. Para el tratamiento de las muestras de este nivel, se usó agua caliente (60-70 °C) y/o de agua con bicarbonato de sodio (Na_2CO_3) (una cucharada sopera por cada 25 litros de agua aproximadamente) para obtener una mejor disgregación del material en partículas pequeñas mediante la modificación de la tensión superficial de las arcillas contenidas en la muestra. Una vez que las muestras se habían disgregado, fueron tamizadas con agua. Para el tamizado se usaron mallas metálicas de 2 mm, 1 mm, 0,5 mm y 0,25 mm de luz. Las partículas comprendidas entre 2 y 0,25 mm se separaron para su observación bajo la lupa binocular.

Tría de microfósiles

Las partículas separadas para su observación con la lupa binocular representan <5 % en peso del material muestreado (~1 kg por nivel). Son en su mayoría granos minerales y en un porcentaje muy pequeño, (~ 1-5) % del material seleccionado, restos orgánicos compuestos por semillas, fragmentos de conchas y esqueletos, y restos de frutos.

Resultados

Los resultados del análisis han indicado que la concentración de restos de micromamíferos en los niveles muestreados es demasiado pequeña como para esperar la obtención de un resultado satisfactorio mediante un muestreo de mayor magnitud. Del total del material analizado sólo se encontraron dos huesos pertenecientes a micromamíferos fósiles; uno de ellos corresponde a una falange y otro a un diente canino. La bioestratigrafía a partir de la evolución de micromamíferos fósiles se basa principalmente en especies vegetarianas, que son las más sensibles a los cambios climáticos. Por ello los dientes molariformes resultan más útiles, mientras las piezas caninas no dan información paleoclimática. Se descartó así la posibilidad de poder datar los depósitos de *Prüedo* mediante este tipo de fósiles.

5.3.2 Análisis polinológico

Para analizar el contenido polínico, se muestrearon los niveles 2 (*Prüedo 4a*) y 11 (*Prüedo 4d*) del afloramiento S4 de la localidad 2. La cantidad muestreada fué de ~500 g por nivel. Tanto el análisis como la interpretación de los resultados fueron llevados a cabo por G. Jiménez en el *Centre for Environmental Science and Education* de la *Northern Arizona University* (EE.UU.).

Tratamiento de las muestras

Se analizaron 15 gramos de sedimento proveniente de cada uno de los niveles muestreados. El procesado consistió en la eliminación de carbonatos y sílice con HCl (35%) y HF (70%), respectivamente (ambos reactivos a temperatura ambiente). La separación de ejemplares de polen (palinomorfos) se hizo por densidad mediante una solución de ZnCl₂ (densidad = 2 gr/cm³) y posteriormente con un tamiz de nylon de 10 µm de luz. El residuo de polen quedó fijado en porta-objetos con ayuda de glicerina para su observación al microscopio de luz transmitida.

Clasificación de ejemplares fósiles

Debido a que la muestra *Prüedo 4a* contenía demasiada materia orgánica y los palinomorfos en ella estaban muy degradados, no se pudo realizar su análisis polínico. El resto del análisis se realizó sólo para la muestra *Prüedo 4d*. La identificación de especies y el recuento de ejemplares se realizó con el microscopio de luz transmitida mediante el uso de aumentos de x250 y x1000 en inmersión en aceite. Los palinomorfos son muy abundantes en esta muestra y consisten en su mayor parte en granos de polen. Las esporas no han sido consideradas debido a su poca representatividad.

La clasificación de las especies se hizo en base a la comparación de los ejemplares con sus representantes actuales. Para ello se usaron Atlas polínicos de varias regiones (China, Taiwán, África, Norte América, la región Mediterránea, etc.) y la página web Photopal (<http://medias.obs-mip.fr/photopal>).

Resultados

Se identificaron un total de 33 taxones. El espectro polínico de la muestra *Prüedo* 4d se muestra en la Fig. 5. 10 y es semejante al obtenido en estudios palinológicos previos realizados en estos materiales (Jelgersma, 1957) y en materiales neógenos de la Fosa de la *Cerdanya* (Jelgersma, 1957; Álvarez-Ramis y Golpe-Posse, 1981; Bessedik, 1985; Barrón, 1996a, b, 1997a, b, 1999; Pérez Vila et al., 2001; Martín-Closas et al., 2005; Agustí et al., 2006). Los taxones identificados son comparables en cuanto a su organización a los taxones presentes en ecosistemas de plantas actuales del sureste de China descritos por Wang (1961), considerados los mejores análogos actuales de los taxones que se daban en regiones meridionales de Europa durante el Mioceno (Suc, 1984; Axelrod et al., 1996; Jiménez-Moreno, 2005, 2006; Jiménez-Moreno et al., 2005; Jiménez-Moreno y Suc, 2007). El estudio comparativo de los taxones identificados con estos ecosistemas permite diferenciar, entre los taxones identificados, tres ambientes ecológicos distintos que se comentan a continuación.

Ambientes ecológicos, paleotemperatura y paleoaltitud que se infieren del espectro polínico

Se reconocen muestras provenientes de tres ambientes ecológicos:

- 1) Un *broad-leaved rain forest and evergreen forest* (bosque templado húmedo de hojas grandes y un bosque perenne) entre 0 m y 700 m sobre el nivel del mar, representado por los taxones Tipo *Taxodium*, *Myrica*, *Distylium*, Sapotaceae, Oleaceae, Tipo *Mussaenda* y *Engelhardia*.
- 2) Un bosque mixto perenne y caducifolio, por encima de los 700 m sobre el nivel del mar, representado por las caducifolias *Quercus*, *Juglans* y *Engelhardia*.
- 3) Un bosque de media altitud caducifolio y conífero con *Cathaya* y *Cedrus*.

La baja representación de elementos **termófilos** y la mayor presencia de taxones mesotérmicos en el espectro de polen indican que el clima de la zona durante el momento de depósito era templado o cálido-templado.

Debido a la alta representación de algunas especies, se puede deducir que la cuenca de *Prüedo* estaba rodeada de un cinturón de plantas helofíticas, principalmente Poaceae y Cyperaceae, y vegetación ribereña (**riparia**) como *Salix*, *Liquidambar* y *Ulmus-Zelkova*. En contraposición con la vegetación característica en la Cuenca del Vallés-Penedés en la Cordillera Costero-catalana durante el Mioceno medio-superior (Bessedik, 1985; Sanz de Siria Catalán, 1993; Jiménez-Moreno, 2005; Jiménez-Moreno y Suc 2007), la muestra de *Prüedo* es escasa en elementos termófilos, sólo representados por la presencia de Sapotaceae, *Microtropis fallax*, *Distylium*, polen tipo *Mussaenda* y *Engelhardia*. Este hecho, junto con una mayor representación de vegetación típica de altitudes como *Quercus* caducifolia y perennifolias como *Pinus*, *Cathaya* y *Cedrus* permiten asignar una mayor altitud relativa a esta región durante el Mioceno. Sin embargo, la ausencia de elementos **microtéricos** (elementos de altitud como *Abies* o *Picea*) en el espectro polínico indican que el área estaba situada a una altitud inferior a la actual (~1900 m). Por otra parte, la distribución actual de estos taxones en el sureste de China (Wang, 1961) está comprendida entre 700 y 1000 m sobre el nivel del mar. (G. Jiménez, com. per.).

El hecho de que algunos de los géneros encontrados son en la actualidad sean relictos (Ej.: *Cathaya*) o estén extinguidos (Ej.: *Engelhardia*) no permite establecer una correlación precisa entre la asociación fósil estudiada y los análogos actuales.

Tipo <i>Taxodium</i>	1	<i>Cathaya</i>	6
<i>Myrica</i>	11	<i>Cedrus</i>	1
Sapotaceae	1	Pinaceae Indeterminable	8
Tipo <i>Mussaenda</i>	1	<i>Pinus</i>	44
<i>Rubiaceae</i>	2	Poaceae	106
<i>Microtropix fallax</i>	1	<i>Plantago</i>	1
<i>Distylium</i>	1	Amaranthaceae- Chenopodiaceae	4
<i>Liquidambar</i>	1	Rumex	1
<i>Engelhardia</i>	1	Asteraceae	1
<i>Olea</i>	1	Campanulaceae	2
Oleaceae	1	<i>Convolvulus</i>	1
<i>Quercus ilex-coccifera</i> type	2	Rosaceae	1
<i>Quercus</i> Tipo deciduous	7	Caryophyllaceae	1
<i>Juglans</i>	1	Liliaceae	1
<i>Ulmus-Zelkova</i>	1	Apiaceae	3
<i>Salix</i>	1	Cyperaceae	108
<i>Populus</i>	1	Granos Indeterminados	9

Fig. 5. 9 Espectro polínico de la muestra 4d. Las columnas corresponden al taxón y al número de ejemplares identificados de éste.

5.3.3 Análisis carpológico

Los elementos y estructuras reproductivas macroscópicas de las plantas (frutos, semillas) reciben el nombre de carpolitos. La paleocarpología lleva a cabo el estudio de los carpolitos en el registro geológico, permitiendo conocer las características de antiguas asociaciones vegetales en una zona. Es aplicable a materiales de hasta varios millones de años dependiendo del grado de litificación del sedimento. Para materiales más antiguos, las posibilidades de encontrar ejemplares no transformados son muy pequeñas. En Italia, por ejemplo, este límite se localiza aproximadamente en el Tortoniense (Martinetto, 2001).

El tipo de material en que mejor se preservan los carpolitos es el sedimento poco coherente, ya sea terrestre o marino somero, con un nivel bajo de carbonización de la materia orgánica. Los carpolitos se concentran con mayor frecuencia en sedimentos fluvio-lacustres, lacustres o deltaicos.

El muestreo del material se hizo con la ayuda de C. Martín-Closas (*Universitat de Barcelona*) y con el asesoramiento de E. Martinetto (*Università di Torino*, Turín, Italia), y se hizo en los siguientes niveles: En la localidad 1, se tomaron muestras de los niveles 11 (*Estrets 1b*) y 14 (*Estrets 1c*) del afloramiento S2 y en la localidad 2, del nivel 7 (*Prüedo 1a*) del afloramiento S1, y los niveles 2 (*Prüedo 4a*) y 11 (*Prüedo 4d*) del afloramiento S4 (Fig. 5. 4c). Se analizó aproximadamente de 1 kg por nivel muestreado.

El tratamiento de las muestras y la selección de ejemplares se hicieron en el *Departament de Paleontologia i Estratigrafia de la Universitat de Barcelona*. E. Martinetto realizó la clasificación de los ejemplares fósiles hallados.

Tratamiento de las muestras

Para la selección de ejemplares, la muestra se disgregó en una solución de H₂O₂ al 3%. Con ayuda de una malla de tela de 1,5 mm de luz, se retiraron los ejemplares que se separaban de la muestra por flotación. El resto de la solución fue filtrada con una malla de tela de 0,3 mm de luz, despreciando el material decantado en el fondo del recipiente. Los elementos en flotación o suspendidos en la solución corresponden a partículas cuyo peso específico es menor al de la solución, ya sea por corresponder a material muy ligero o por estar compuestas de cavidades que se han rellenado de gas. Antes de ser totalmente despreciado, el material depositado en el fondo de la solución se examinó a *visu*, no encontrándose en él restos de frutos o semillas de mayor tamaño.

El material seleccionado fue separado en “carpolitos” y en “otros elementos” (material terrígeno y restos orgánicos indiferenciados) mediante su estudio a la lupa binocular. No se encontraron carpolitos de > 3 mm de diámetro, que hubieran requerido un tratamiento especial para su conservación y posterior estudio. Una descripción más detallada de los pasos a seguir para muestreo, separación y conservación de carpolitos fósiles puede encontrarse en Martinetto (2001).

Determinación taxonómica de ejemplares fósiles

La porción de elementos de interés con respecto al total de la muestra es muy pequeña, entre 10 y 15 carpolitos por nivel muestreado. Se trata de semillas o restos de semillas que presentan un grado de preservación medio-bajo. La identificación de los ejemplares fue realizada por E. Martinetto de la *Università di Torino* (Turín, Italia), en el *Dipartimento di Scienze della Terra*.

La tabla de la Fig. 5. 11 contiene las especies que han sido identificadas en el análisis. La clasificación taxonómica se ha hecho de acuerdo con las clasificaciones que figuran en el libro *The plant Book*, Mabberley (2000).

Se confirma la presencia, en la fosa de *Prüedo*, de algunos de los ejemplares encontrados en el registro polínico como son Sapotaceae, Rosaceae, y Apiaceae. Entre los taxones identificados, la especie mejor representada es *Carex*, de la que se han encontrado ~ 30 ejemplares. En la Fig. 5. 12 y Fig. 5. 13 se muestran fotografías del aspecto de los ejemplares hallados vistos a la lupa binocular y con el microscopio de barrido electrónico (SEM).

Se han identificado ~ 12 ejemplares de una especie distintiva descrita a continuación, que puede ser utilizada para definir el rango de edad de la serie: *Hippuris cf. parvicarpa* NIKITIN.

Descripción y clasificación de los ejemplares de Hippuris cf. parvicarpa NIKITIN

Los ejemplares fósiles tienen una longitud de entre 0,7-1,1 mm y una anchura de entre 0,4 - 0,9 mm. Presentan una morfología afín al género *Hippuris vulgaris*, de saco o cilindro corto, con la base y el apéndice de igual anchura. El **endocarpo** tiene ~2,4 mm de sección longitudinal se compone de células rectangulares **esclerificadas**. La sección transversal es elíptica con tendencia triangular y bordes redondeados. El **micropilo** se localiza en la parte distal del óvulo, próximo al **hilo** y en oposición a la **chalaza**, que es redondeada.

Los carpolitos estudiados también presentan similitudes al taxón *Myriophillum*. La posibilidad de que se tratara de ejemplares de esta especie ha sido descartada ya que el **hilo** circular perpendicular al eje mayor de la semilla es característico de la especie *Hippuris* y no de *Myriophillum*, que tiene el **hilo** en posición oblicua.

La relación longitud/anchura (L/W) de los ejemplares estudiados indica una afinidad a *Hippuris* cf. *parvicarpa* NIKITIN. Sin embargo, el tamaño del endocarpo de esta especie es significativamente mayor (1,0-1,8 x 0,7-1,0 mm) según Dorofeev (1963). Otra especie descrita por este autor, *Hippuris minima* DOROFEEV, tiene endocarpos de dimensiones comparables a los de *Prüedo* pero con forma de pera y base afilada.

En conclusión, los ejemplares de *Prüedo* no pueden atribuirse a la especies *Hippuris minima* DOROFEEV ni a *Hippuris parvicarpa* NIKITIN pero presentan morfologías y dimensiones comparables a ésta última. El menor tamaño del endocarpo en los ejemplares encontrados en *Prüedo* podría ser distintivo de una especie diferente no descrita, ya que las dimensiones son una característica de gran valor en la taxonomía de los órganos reproductores. Sin embargo, la cantidad de ejemplares encontrados es insuficiente como para poder definir una nueva especie y por tanto, los carpolitos encontrados se atribuyen a la especie *Hippuris* cf. *parvicarpa* NIKITIN, cuya nomenclatura es abierta y no presenta restricciones de tamaño.

Acotación de la edad de la serie

Entre las especies identificadas, *Hippuris* cf. *parvicarpa* NIKITIN sugiere una edad mínima para la muestra correspondiente al Mioceno superior, confirmando así la edad determinada mediante el análisis y la correlación polínica con los depósitos de la *Cerdanya* (Jelgersma, 1957; este trabajo). Esta especie ha sido descrita únicamente en materiales de Siberia (Rusia) por Dorofeev, (1963), para los cuales la edad mas reciente asignada es de 5,33 m.a., edad mínima que está en coincidencia con otras especies encontradas como Alismataceae o Labiatae. La determinación taxonómica de los ejemplares hallados según *Hippuris* cf. *parvicarpa* NIKITIN fue llevada a cabo por E. Martinetto, que realizó el estudio de las semillas. La identificación de ejemplares pertenecientes a esta especie supone la primera documentación de este taxón en materiales diferentes a los descritos en Siberia por Dorofeev (1963) y la única documentación en el registro fósil de Europa.

Clase/ subclase/ Orden	Familia	Taxón	Nivel			
			1a	1c	4a	4b
Monocotyledoneae/Commeliniade/ Cyperales	Cyperaceae	Carex (posiblemente Flagelata)	*		*	*
Monocotyledonea/Alismatidae/ Alismatales	Alismataceae	Alismataceae ^o (Sagitaria o Apisma)			*	
Dicotyledonae/Magnoliidae/ Ranunculales	Ranunculaceae	Ranunculus				*
Dicotyledonae /Asteridae/ Lamiales	Labiatae ^o		*			
Dicotyledonae /Asteridae/ Dipsacales	Caprifoliaceae	Weigela	*			
Dicotyledonae /Asteridae/ Lamiales	Hippuridaceae	Hippuris cf. Parvicarpa NIKITIN	*	*		*
Dicotyledonae/Rosidae/ Linales	Linaceae	Linum				*
Dicotyledonae/Rosidae/ Rosales		Rosaceae (Potentilla erecta o pliocenica)				*
	Rosaceae	Rosaceae Rubus (Rubis o Rubiella)	*			

^o familia discutida.

Fig. 5. 10 Taxones encontrados en los depósitos de *Priüedo*.

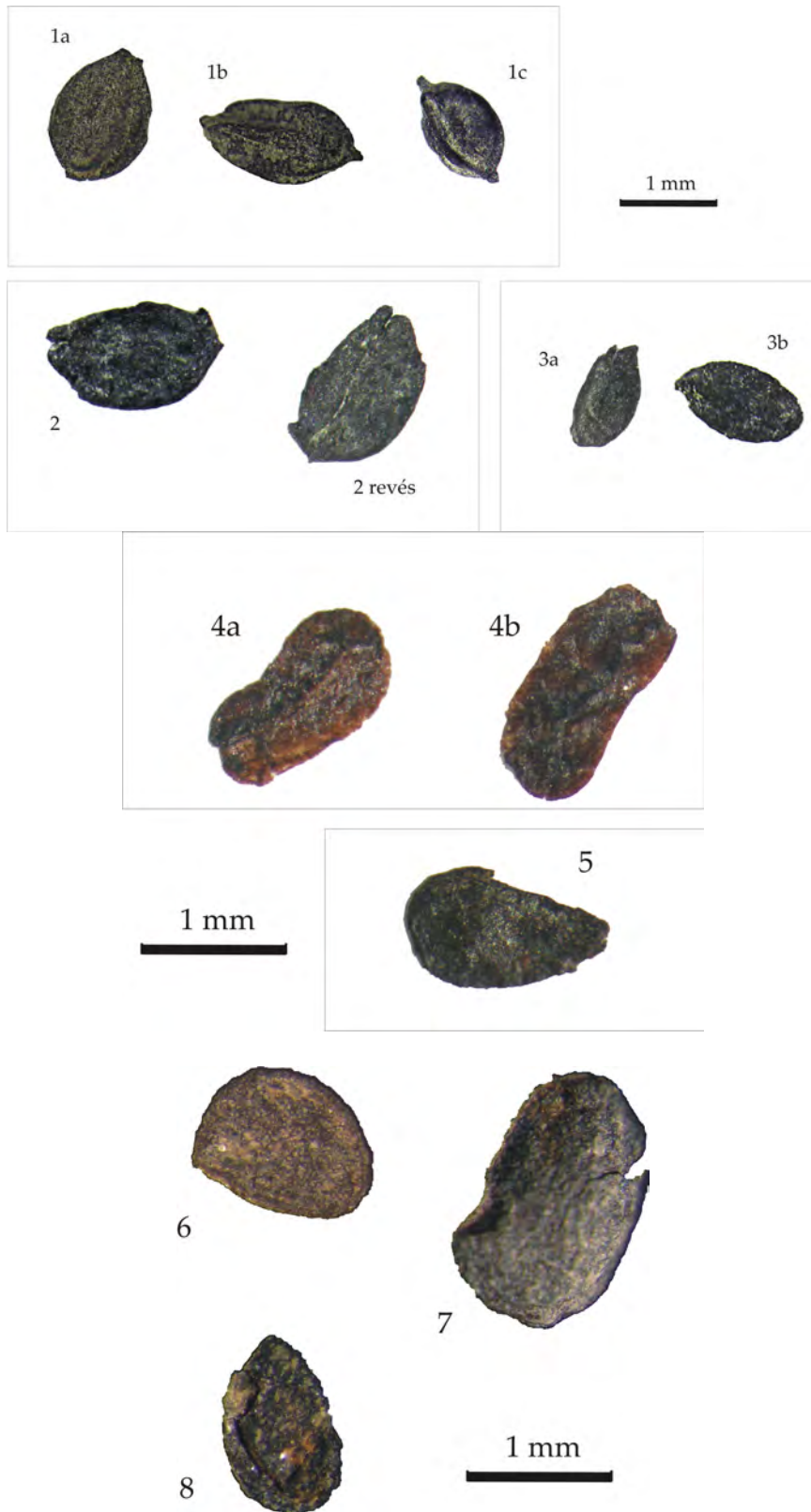


Fig. 5. 11 Semillas vistas al microscopio binocular. 1-3, diversas especies de Carex; 4, Alismataceae; 5, Rosaceae Rubis; 6, Labiatae; 7-8, Weigela

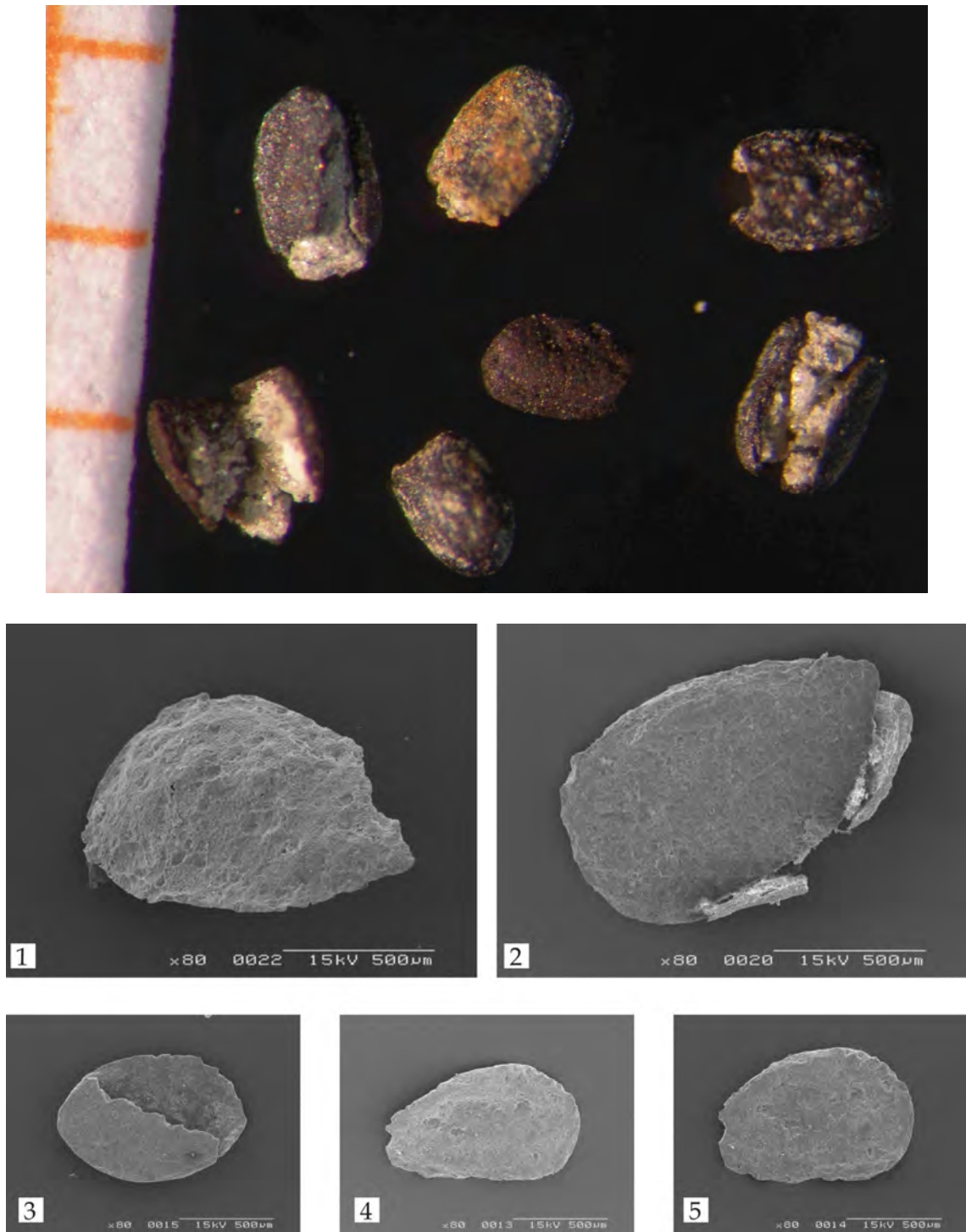


Fig. 5. 12 Arriba: Fotografías de algunos ejemplares de *Hippuris* cf. *Parvicarpa* NIKITIN vistos a la lupa binocular. Se ha incluido una escala milimétrica de referencia. Abajo: Fotografías del aspecto de algunas semillas al SEM: 1 y 2, Labiateae; 3-5, Weigela.

5.3.4 Conclusiones acerca de la edad y la condiciones paleoambientales

Los resultados del análisis polínico coinciden a grandes rasgos con los que obtuvo Jelgersma (1957), que han sido actualizados con el trabajo que aquí se presenta. La presencia de taxones característicos del Mioceno medio-superior y la ausencia de representantes pliocenos, ya reconocida por Jelgersma (1957), confirman que la serie se depositó con anterioridad al Plioceno, muy probablemente durante el Mioceno medio-superior. Según G. Jiménez (com. per.), esta acotación en el tiempo es confirmada por la similitud del espectro polínico de los depósitos de la cuenca de *Prüedo* y los depósitos basales de la fosa de la *Cerdanya* (Jelgersma, 1957; Bessedik, 1985; Barrón, 1996a, b, 1997, 1999; Pérez Vila et al., 2001; Martín-Closas et al., 2005; Agustí et al., 2006; Fauquette et al., 2006), datados como Vallesiense (Agustí y Roca 1987); La escasez de elementos termófilos en ambas cuencas favorece la validez de la correlación.

A su vez, los resultados del análisis carpológico indican que el material se depositó antes del Plioceno, y muy probablemente durante el Mioceno superior. La congruencia de los resultados que se derivan del análisis polínico y carpológico permite asignar con fiabilidad la edad de Mioceno superior (11,6-5,33 M.a) a los depósitos de *Prüedo*. No se han encontrado taxones que permitan delimitar mejor en el tiempo la edad de depósito. También se puede recurrir a una determinación menos conservadora de la edad en base a la correlación, por medio del contenido en polen, con las facies de lignitos de los depósitos de Estavar (fosa de la *Cerdanya*), estudiadas por Jelgersma (1957). El contenido en macromamíferos fósiles de estos depósitos ha llevado a Agustí y Roca (1987) a datarlos como Vallesienses. De acuerdo con la escala cronoestratigráfica para el Neógeno de Europa Occidental elaborada por Agustí et al. (2001), el Vallesiense comprende el periodo que tuvo lugar hace 11,1- 8,7 M.a. Por tanto, si esta correlación es válida, la cuenca de *Prüedo* se habría formado hace entre 11,1 y 8,7 M.a.

5.4 ESTRUCTURA EN PROFUNDIDAD: ESTUDIO MAGNETOTELÚRICO

La realización e interpretación de tres perfiles de audiomagnetotelúrica perpendiculares y uno paralelo a la FNM en el área donde afloran los depósitos de *Prüedo* ha permitido caracterizar la geometría de la cuenca de *Prüedo* y reconocer que su origen está relacionado con la FNM. Este trabajo se hizo en colaboración con P. Queralt, A. Martí y J. Ledo, miembros del *Departament de Geodinàmica i Geofísica* de la *Universitat de Barcelona*. Parte del contenido de la siguiente sección ha sido publicado en el artículo Ortuño et al. (2008).

5.4.1. Prospección geofísica aplicada al estudio de fallas activas; técnica audio-magnetotelúrica

En los últimos años, se ha dado un uso cada vez mayor a las técnicas geofísicas para la localización y caracterización de fallas activas. Estas técnicas permiten conocer la estructura de los primeros kilómetros de subsuelo mejorando la localización en profundidad de fallas de las que se tiene evidencia en superficie. Para que estos métodos den resultados satisfactorios, los materiales estudiados han de tener propiedades contrastadas. Las técnicas más utilizadas en estudios neotectónicos son la tomografía eléctrica y el georádar, que permiten reconocer basculamientos, deformación e incluso

rupturas en los estratos subhorizontales de los primeros metros o decenas de metros de subsuelo. En contraposición a estos métodos, la magnetotelúrica, en función del rango de frecuencia en que se trabaje, puede tener una mayor penetratividad o profundidad de alcance. A su vez, es una técnica que detecta mejor que las anteriores la existencia de cambios en la horizontal por lo que resulta adecuada para el estudio de discontinuidades verticales o subverticales.

Fundamentos teóricos del método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico tiene como objetivo la determinación de la resistividad eléctrica, ρ ($\Omega \cdot m$), de los materiales del subsuelo. La resistividad eléctrica es la inversa de la conductividad eléctrica, σ (S/m), que se define como la capacidad de un medio para conducir la electricidad.

La distribución de la resistividad en el subsuelo se puede conocer a través de la medida simultánea de las fluctuaciones temporales del campo eléctrico (**E**) y magnético (**H**) realizadas en la superficie de la Tierra (Simpson y Bahr, 2005). Las componentes horizontales de estos campos se relacionan linealmente a través del tensor de **impedancia**, de componentes complejas, en el dominio de las frecuencias registradas (ω).

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}$$

$E_i(\omega)$: Componente i del campo eléctrico, $i = x, y$
 $H_i(\omega)$: Componente i del campo magnético, $i = x, y$
 $Z_{ij}(\omega)$: Componente del tensor de impedancia, $ij = xx, xy, yx, yy$
 (ω) = frecuencia angular (rad/s)

El tensor de impedancia, Z , es una función de transferencia compleja que depende de la resistividad del medio. Esta función es usada en la modelización e inversión de los datos, y de ella se obtienen las resistividades aparentes (ρ_{ij}) y las fases (θ_{ij}). En este estudio se ha utilizado audiomagnetotelúrica (AMT), que trabaja con frecuencias ($f = \omega/2\pi$) de 10000 - 10 Hz (frecuencias características de las ondas auditivas).

Profundidad de alcance

La profundidad de alcance (δ) de la técnica depende de la frecuencia de las ondas que se midan y de la resistividad del medio y viene dada por la siguiente expresión:

$$\delta = 1/2 (\rho/f)^{1/2}$$

ρ : resistividad
 f : frecuencia
 δ : profundidad de alcance

Las variaciones de ρ están relacionadas con la estructura cristalina, la porosidad y el contenido en fluidos de los materiales. Las zonas de falla se caracterizan a menudo por una mayor porosidad y un contenido en fluidos más alto que los materiales que ponen en contacto. Es por ello que la utilización de estos métodos puede ofrecer buenos resultados en la detección de fallas.

Para una misma resistividad, una frecuencia de ondas menor permitirá una profundidad de alcance mayor. En la zona de estudio, por ejemplo, la medida de frecuencias superiores

a 10 Hz ha permitido conocer la distribución de la resistividad hasta un kilómetro de profundidad.

Medida de E y H

En un sondeo de audiomagnetotelúrica se registra la diferencia de potencial (ΔV) entre dos puntos, que permite determinar el campo E ; y las corrientes generadas en bobinas de inducción, que permiten conocer las variaciones del campo magnético, H .

Estación de AMT

El dispositivo audiomagnetotélúrico consta de dos pares de dipolos eléctricos alineados en direcciones perpendiculares (eje X, eje Y) y de dos o tres magnetómetros (bobinas) en direcciones ortogonales entre sí (Fig. 5. 13).

Tipo de fuentes

Las fuentes de energía electromagnética cuya transmisión se quiere medir pueden ser naturales (tormentas eléctricas, interacción constante del viento solar con la magnetosfera, etc.) o artificiales. Cuando las señales producidas por el cableado eléctrico, motores o conducciones de agua (lo que se conoce como ruido) no permiten detectar con claridad la señal natural, se recurre a métodos de fuente controlada, CSAMT (*control source audiomagnetoteluric method*), que implican la emisión, con una antena, de una señal de alta frecuencia.

Procesado, análisis e inversión de datos

Una vez se han realizado las medidas, los datos registrados se han de procesar (selección de datos, conversión a frecuencias, consideración de una referencia remota, etc...) con el fin de eliminar el ruido electromagnético. El objetivo del procesado es la obtención de funciones de transferencia (Z), ρ , \emptyset , y sus errores para las frecuencias del rango considerando.

Mediante un proceso de modelización e inversión, se puede obtener un modelo de distribución de resistividades en profundidad que se ajuste a los datos medidos en el campo. Este proceso permite analizar la dimensionalidad de las medidas, es decir, determinar si las estructuras del subsuelo son de tipo uni, bi o tridimensional y cuales son las direcciones principales de la estructura. Estas características se reflejan en la morfología del tensor de impedancia.

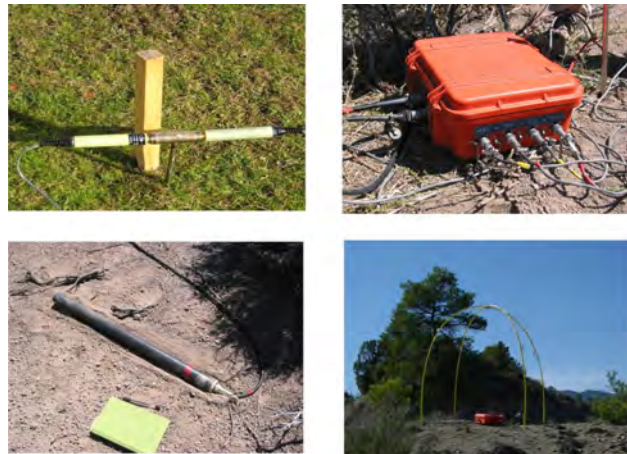
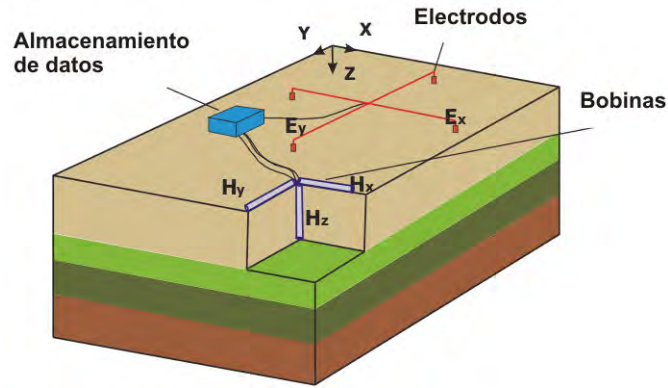


Fig. 5. 13 **Arriba:** Estación de AMT. El dispositivo consta de 2 electrodos, 2 o 3 bobinas y unidad central. **Abajo:** fotografía del equipo StrataGem del *Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona* (figuras cedidas por E. Falgàs).

5.4.2. Campaña de AMT en la zona de estudio

Se han realizado 51 sondeos en tres localidades, *Els Estrets*, *Prats de Prüedo* y *Prats de Porèra*. Éstos de han distribuido a lo largo de 3 perfiles de orientación aproximada N-S (16 en *Els Estrets*; 14 en *Prüedo*; 12 en *Munt*), uno en dirección E-W (5 en *Trans*), y varios sondeos que completan la zona de *Porèra* (4, *Porèra*). La Fig. 5. 15 muestra la localización de todos los puntos. Los sondeos realizados en *Els Estrets* se analizaron pero no se consideraron en la modelización debido a que no permitían identificar cambios laterales en la estructura.

Se intentaron tomar otras medidas a lo largo de un perfil N-S en la zona de *Corraus de Espanha* (en el fondo del valle de *Aiguamòg*, inmediatamente al sur del *Barranc de Montanèr* (Fig. 4.13). pero la mala calidad de la señal en esa zona no lo permitió. La saturación de la señal en esta localidad está posiblemente relacionada con un efecto topográfico sobre las ondas electromagnéticas, ya que se trata de un paso estrecho del río *Aiguamòg* (entre 600 m y 700 m de encajamiento bajo las superficies de aplanamiento de *Prats de Prüedo* y *Pòrera*).

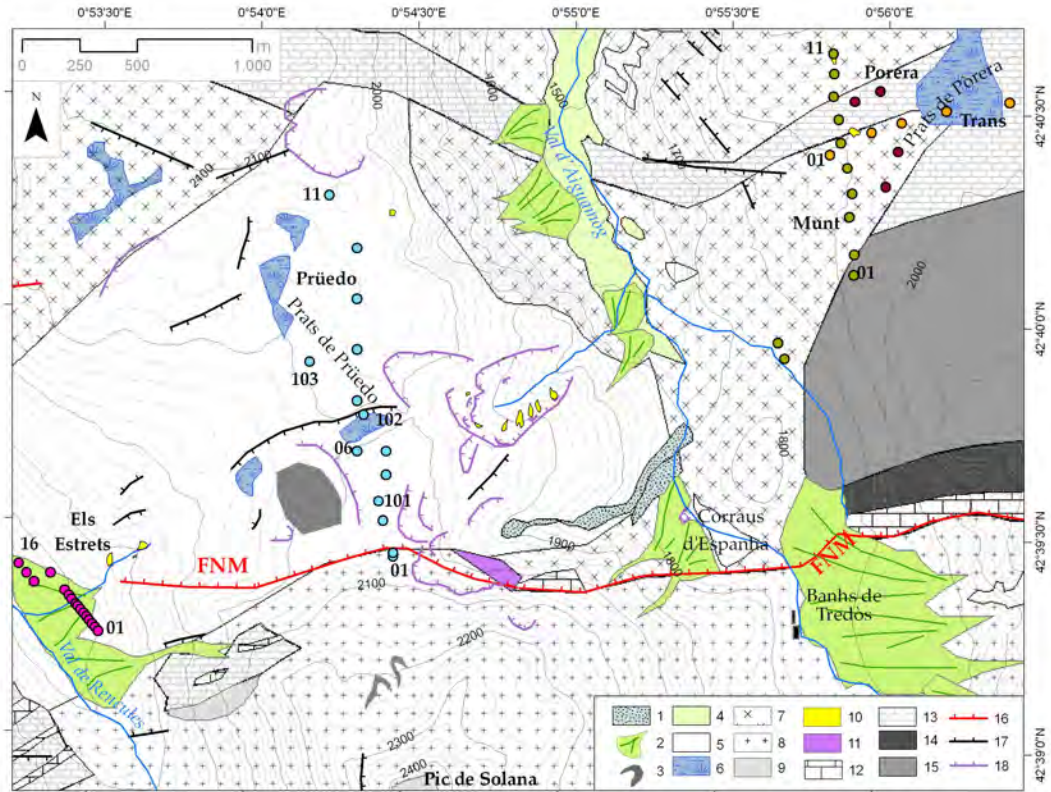


Fig. 5. 14 Mapa con la localización de los sondeos sobre el mapa geológico y el mapa topográfico. Se ha señalado la traza de la FNM y la localización de escarpes y afloramientos de los depósitos de *Prüedo*, entre otros rasgos geomorfológicos. Leyenda común a la Fig. 5. 2. Equidistancia entre las curvas de nivel, 20 m.

Equipo utilizado y características de los registros

Para la realización de los sondeos se utilizó el equipo StrataGem®, de la casa Geometrics®. Este equipo registra un rango de frecuencias entre 10^5 Hz y 10^1 Hz, lo que permite estudiar profundidades de 10 m a 3 km y detectar resistividades en un rango de $10 \Omega \cdot m$ a $1000 \Omega \cdot m$ (Fig. 5. 14). La distancia entre electrodos fue de ~ 40 m.

La disposición y la densidad de los sondeos (Fig. 5. 15) se definieron en función de la localización de posibles cambios litológicos, en especial zonas de falla. Así, la separación entre estaciones de medida se maximizó en zonas en que no se tenían indicios de discontinuidades verticales (220 m) y fue menor a ambos lados de la FNM (25 m). Para medidas de mayor profundidad de alcance (*Prüedo* 101, 102 y 103) se utilizó el equipo de banda ancha (broad-band, BB; Fig. 5. 15, Fig. 5. 16).



Fig. 5. 15 Un momento de la campaña de AMT en *Priüedo*. Los electrodos y las bobinas están conectados a la estación receptora mediante cables debidamente dispuestos. En estas medidas la distancia entre electrodos era de 100 m.

5.4.3. Resultados y modelización

Modelización de la distribución de resistividades del subsuelo

Perfil Priüedo

Los modelos de resistividad eléctrica se crearon usando el algoritmo de inversión creado por Siripunvaraporn y Egbert (2000) y modificado por Pedersen y Engels (2005). Este algoritmo utiliza el determinante del tensor de impedancia, que proporciona, al mismo tiempo, un buen ajuste de los datos y una solución satisfactoria para la resistividad de las estructuras a lo largo del perfil. La eficacia de este método ha sido probada con éxito en varios estudios (Pedersen y Engels, 2005; Linde y Pedersen, 2004 a y b). En el proceso de inversión se consideró un modelo inicial de resistividad homogénea de $100 \Omega \cdot m$ y un error de fondo del 10% para la resistividad y del 5 % para la fase. El RMS (desajuste entre las respuestas de los datos y del modelo) del modelo final es de 3,2.

La Fig. 5. 16 recoge la comparación entre la respuesta del modelo y los datos registrados en el perfil de *Priüedo* (Fig. 5. 15). Debido al rango de frecuencias registradas, sólo se han podido considerar los datos correspondientes al primer kilómetro de corteza.

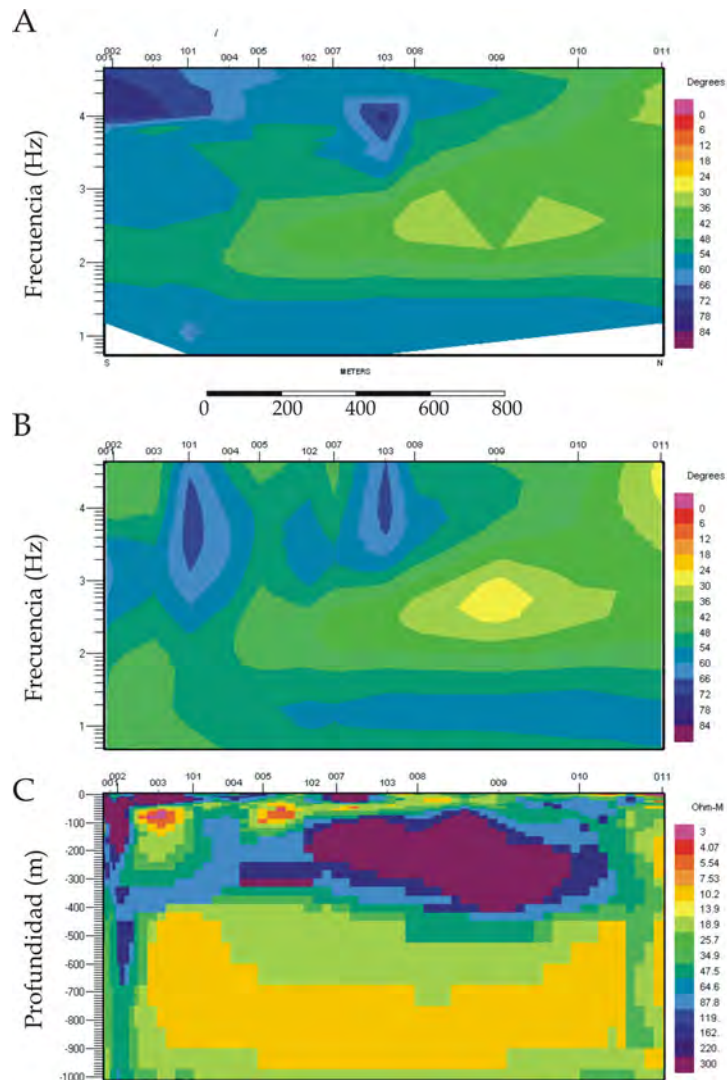


Fig. 5. 16 Comparación entre respuestas (fases del determinante) de los datos (A) y del modelo (B) para el perfil *Prüedo*. (C) Modelo de distribución de resistividades.

Perfil Munt

La dimensionalidad de los datos de los perfiles *Munt* y *Trans*, analizada mediante el programa STRIKE (McNeice y Jones, 2001), muestra una direccionalidad E-W. Por ello, sólo se han modelizado los datos del perfil *Munt*, que es el que se dispone perpendicular a la directriz principal. Este perfil se completó con el sondeo *Trans* 01 (Fig. 5.15). Los modelos de resistividad eléctrica se crearon mediante el algoritmo de inversión 2D de Rodi y Mackie (2001 non linear Geophysics), que permite invertir los modos TE (*transversal electric*) y TM (*transversal magnetic*) de las resistividades y las fases.

Como en el perfil *Prüedo*, en el proceso de inversión también se consideró un modelo inicial de resistividad homogénea de $100 \Omega \cdot \text{m}$ y un *error floor* del 10% para la resistividad y del 5 % para la fase. El RMS del modelo final es de 4,8.

La Fig. 5. 18 recoge la comparación entre la respuesta del modelo y los datos registrados en el perfil de *Prüedo* (Fig. 5. 15). Al igual que en el perfil *Prüedo*, sólo se han considerado los datos correspondientes al primer kilómetro de corteza.

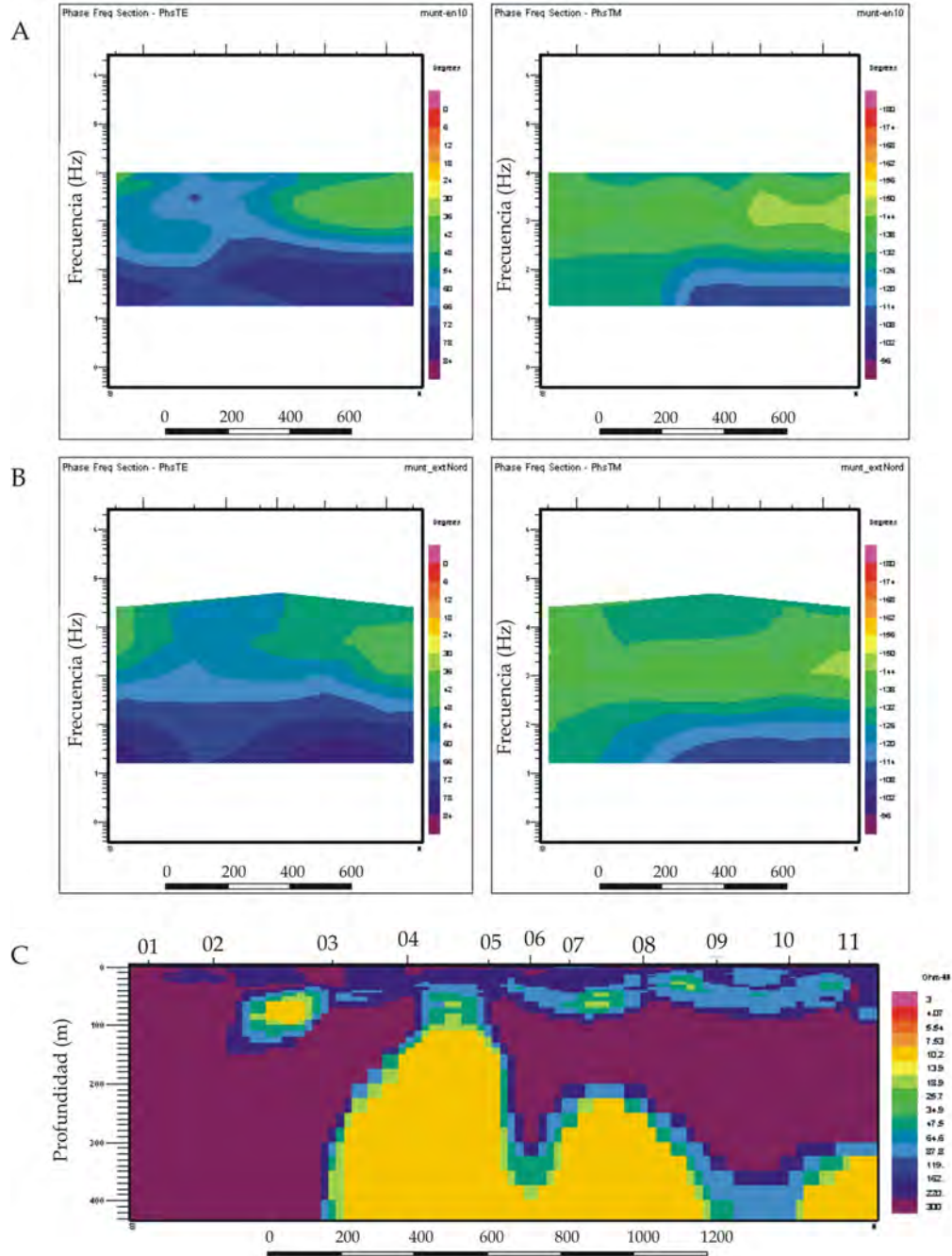


Fig. 5. 17 (A) Comparación entre respuestas (fases TE e TM) del modelo (paneles superiores) y de los datos (paneles inferiores) para el perfil Munt. (B) Modelo de distribución de resistividades.

Distribución de resistividades e interpretación geológica

La interpretación de la distribución de las resistividades en profundidad se hizo mediante la correlación del modelo y la disposición de los materiales que afloran o puede deducirse de la lito-estructura de la zona (Mapa geológico Anexo I, Fig. 5. 15). En el perfil *Prüedo* se han distinguido materiales que corresponden al manto del Orri (batolito de la Maladeta) y materiales que pertenecen al manto de las Nogueras (o manto de Gavarnie), como el batolito de Tredòs y su aureola. Ambos mantos están separados por la FNM. Todos los materiales identificados en el perfil *Munt* muestran la estructura de materiales pertenecientes al manto de las Nogueras.

Perfil Prüedo

A continuación se expone la interpretación realizada del modelo de resistividades obtenido para el perfil *Prüedo*. El sondeo 06 (Fig. 5. 15) no se ha considerado por la mala calidad del registro. Se han distinguido los siguientes dominios (ver

Fig. 5. 18 para la correspondencia de las letras y los dominios):

Dominio a

En el extremo meridional se distingue un contraste vertical de resistividades de mayor orden que ha sido asociado a la zona de falla de la FNM. Esta zona está caracterizada por una franja de 50-100 m de anchura con resistividad media-baja (25-120 $\Omega \cdot m$) en la parte inferior y resistividad moderada ($\sim 300 \Omega \cdot m$) en la parte superior. La mayor resistividad de la parte superficial se debe probablemente a bloques o lentes de rocas más resistivas pinzados por la falla, bien de naturaleza granítica (de uno de los dos batolitos fallados) o bien pizarrosa (lutitas metamorfizadas del Permotriásico). Esta estructura puede ser reconocida desde la superficie hasta la profundidad de alcance de las medidas (800-1000 m). El cambio lateral de resistividades que se deriva de los datos de AMT, aún estando en un extremo del modelo, no puede ser considerado como un efecto de sitio debido a la sensibilidad de los datos tensoriales de magnetotelúrica y a que se ha obtenido a partir de sondeos realizados a ambos lados de la falla. Este límite vertical permite caracterizar la FNM con un buzamiento en profundidad de $>80^\circ$ al N, que corresponde al buzamiento que se infiere de la traza de la falla.

Dominio b

En la parte central-meridional se reconoce una zona de baja resistividad (1-25 $\Omega \cdot m$) inmediatamente al norte de la FNM, que se extiende más de 1 km al N. Este dominio corresponde al relleno sedimentario de la cuenca de *Prüedo* y está limitado por discontinuidades verticales que corresponden a la FNM (al S) y a otra falla alpina de orientación E-W (al N), denominada falla de *Tredòs* en este trabajo. En su conjunto, la geometría de la cuenca es muy asimétrica. Este dominio está segmentado en tres bloques por la presencia de discontinuidades verticales. La correspondencia de éstas con escarpes en la superficie sugiere que se trate de fallas activas. Los bloques, interpretados como el relleno sedimentario de tres fosas en las que se compartimenta la cuenca de *Prüedo*, presentan bases progresivamente más superficiales hacia el N y geometrías de graben y semigraben. De sur a norte, la base de este relleno se sitúa a 210 m, 100 m y 60 m bajo la superficie actual. En el caso del semigraben situado al norte, su base planar tiene un buzamiento uniforme hacia la FNM. Esta tendencia coincide con el basculamiento de las superficies de aplanamiento situadas en el bloque hundido de la FNM, sugiriendo que la base del semigraben sea un relicto de estas superficies sellado por la secuencia detrítica. La localización de la base más profunda junto a la FNM es favorable a una mayor subsidencia

tectónica en esta zona, lo cual es coherente ya que aquí es donde se ha observado la sección de depósitos de *Prüedo* de mayor potencia (localidad 2). El relleno sedimentario corresponde en este caso a materiales detríticos con un alto contenido en agua y arcillas conductoras que explican los valores bajos de resistividad. En la parte más superficial de este sector pueden reconocerse zonas de mayor resistividad ($\sim 300 \Omega \cdot m$) que corresponden a una cubierta de till glaciario compuesta principalmente de bloques graníticos que llega a alcanzar los 50 m de potencia.

Dominio c

La parte central está caracterizada por una zona de resistividad moderada ($\sim 300 \Omega \cdot m$), situada directamente bajo el relleno sedimentario, y por una zona muy conductiva ($\sim 10 \Omega \cdot m$) situada bajo los 400 m de profundidad. Según las litologías que afloran en los valles, estos materiales deben corresponder a granitos del batolito de *Tredòs* bajo los cuales se disponen las calizas devónicas.

Dominio d

Al norte de la falla de *Tredòs* se reconoce una zona de baja resistividad ($\sim 10 \Omega \cdot m$) en relación con las calizas que afloran en superficie. En el modelo, la falla de *Tredòs* se reconoce como una franja vertical de resistividad moderada-baja ($25-35 \Omega \cdot m$) debida al contraste entre el cuerpo granítico al S y las calizas al N. Este cambio de resistividades está bien controlado ya que se dispone de sondeos a ambos lados de la falla. Por debajo de los 400 m de profundidad también puede reconocerse la falla, a pesar de que los materiales a ambos lados de la falla son rocas calizas. Esto se debe a una resistividad mayor de la zona de falla con respecto a las calizas que pone en contacto.

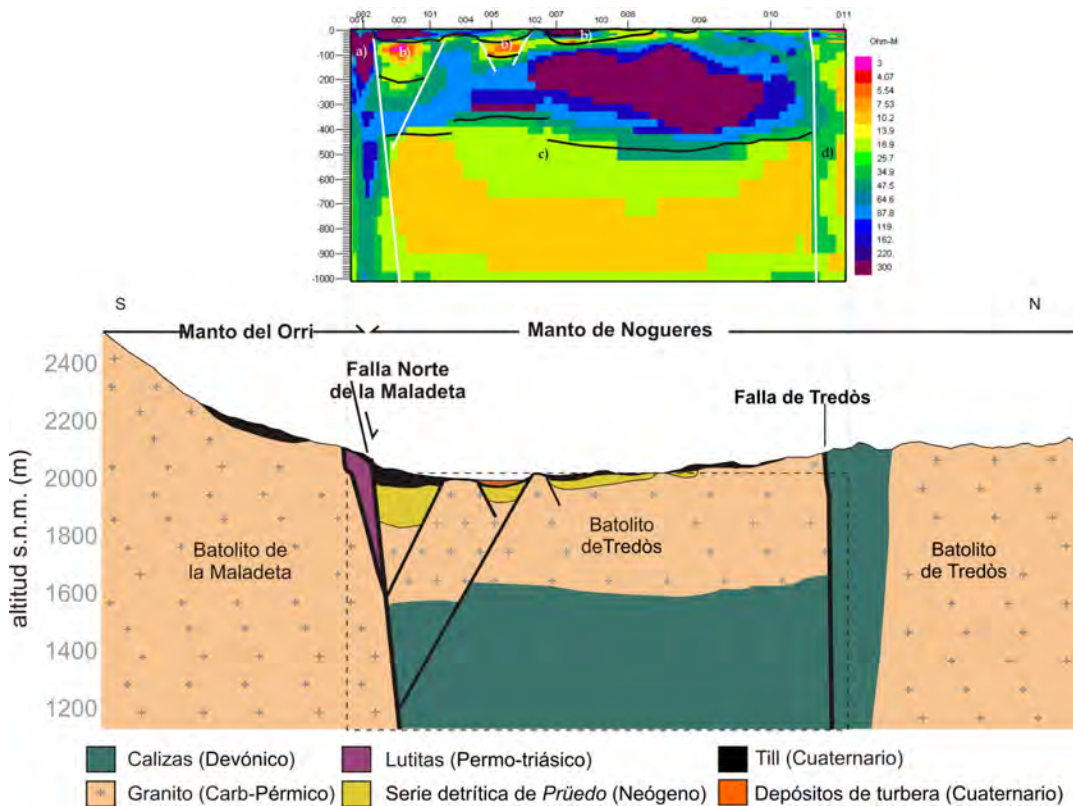


Fig. 5. 18 Modelo de resistividades e interpretación geológica del perfil *Prüedo*. Ver texto para la descripción de los dominios a), b) c) y d).

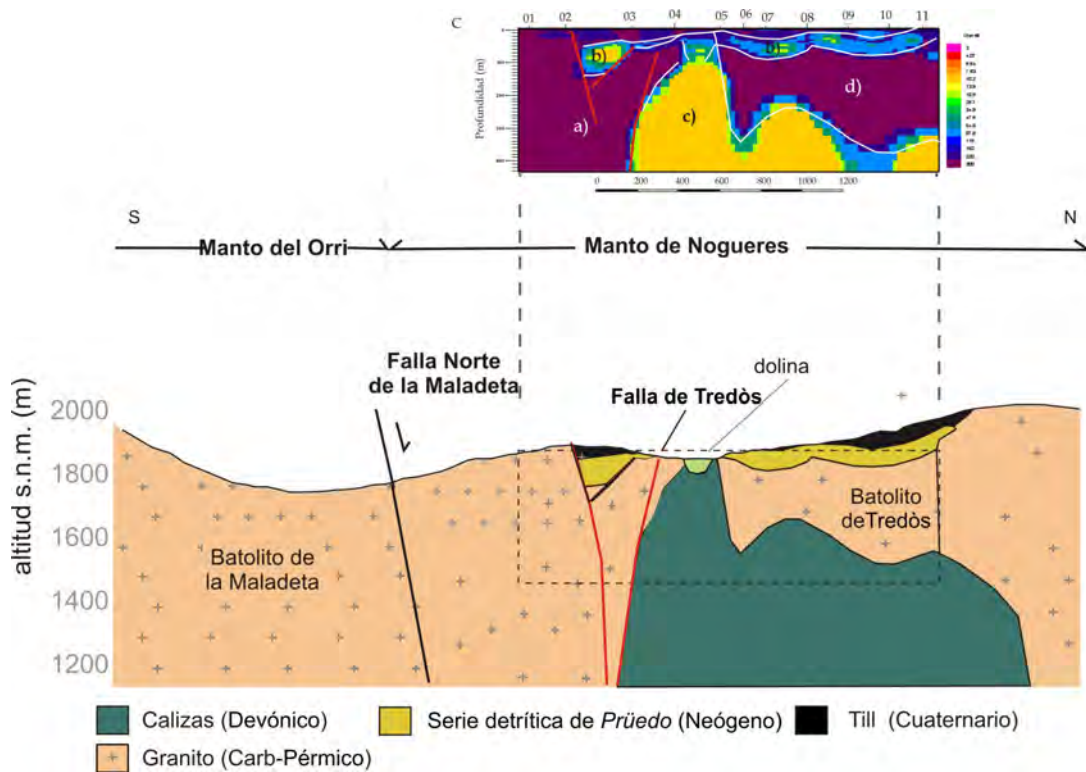


Fig. 5. 19 Modelo de resistividades e interpretación geológica del perfil Munt. Ver texto para la descripción de los dominios a), b) c) y d).

Perfil Munt

En la

Fig. 5. 19 se interpreta la estructura en profundidad a lo largo del perfil *Munt* según el modelo de resistividades obtenido. Se han considerado todas las medidas *Munt* y la medida de la estación Trans 01. Pueden diferenciarse los siguientes dominios (ver

Fig. 5. 19 para la correspondencia de las letras y los dominios):

Dominio a

El extremo sur del transecto muestra unos materiales de resistividad alta ($> 300 \Omega \cdot m$) desde la superficie hasta los ~ 450 m de profundidad. Por la geología en superficie se deduce que se trata del bloque de granito que aflora en el fondo del valle de *Aiguamòg* (perteneciente al batolito de *Tredòs*). Debido a la proximidad lateral de los materiales adyacentes al E, materiales menos resistentes del Cambroordovícico (cuarcitas y pizarras, Fig. 5. 15), puede que la resistividad de este dominio corresponda a un valor medio de estos dos materiales. Al N, el dominio está limitado por una discontinuidad subvertical, que ha sido interpretada como la continuación hacia el E de la falla de *Tredòs*. El dominio parece afectado por una falla paralela a esta última y situada ~ 200 m al S, con un fuerte buzamiento al N (se comenta más adelante).

Dominio b

Este dominio está caracterizado por materiales de resistividad moderada-baja ($10-80 \Omega \cdot m$) y es interpretado como el relleno sedimentario de la cuenca de *Prüedo*. Estos materiales se identifican desde los ~ 30 m hasta los 120-130 m de profundidad en la zona meridional y desde la superficie hasta los 20-30 m de profundidad en la zona septentrional. En la parte meridional los límites laterales del dominio son subverticales (especialmente el

límite S, que buza $\sim 80^\circ$ al N). Las fallas parecen corresponder a fallas secundarias de la FNM, situada a menos de 250 m al S del sondeo *Munt 01*. Por la correlación con el perfil *Prüedo*, estas fallas pueden corresponder con las dos fallas que definen la fosa más meridional. A diferencia del perfil *Prüedo*, no se han podido relacionar estas fallas en profundidad con escarpes en la superficie.

La zona septentrional del dominio b presenta un límite inferior que buza ligeramente hacia el S, lo que sugiere que, al igual que en *Prüedo*, se trate de otro resto de superficie de aplanamiento basculada. La proximidad de este relleno conductor a la superficie en la zona septentrional del perfil sugiere que los afloramientos de las localidades 4 y 5, de los que se habló en el capítulo 4, correspondan muy posiblemente a materiales del techo de la serie. Al no estar el relieve suficientemente incidido en esta zona, los afloramientos se limitan a menos de un metro de limos grises, parcialmente incorporados a las turberas actuales. Sobre este dominio (y también sobre el dominio a), se reconoce una banda de material más resistente (150-300 $\Omega \cdot m$), que corresponde al till de bloques graníticos que cubre la superficie de aplanamiento en esta zona.

Dominio c

La resistividad de este dominio es moderada-baja (10-15 $\Omega \cdot m$). Por estos valores y por la localización de los sondeos en superficie, se ha relacionado con calizas devónicas karstificadas. Las calizas afloran en la superficie de aplanamiento a lo largo de una estrecha franja, que en la dirección del perfil tiene menos de 50 m, en la que se han formado varios sumideros kársticos y una dolina. Sin embargo, según puede reconocerse en el modelo, las calizas en profundidad tienen una potencia aparente considerablemente mayor, que supera los 500. Tanto al N como al S, las calizas limitan con el batolito de *Tredòs*. El límite S corresponde a la falla de *Tredòs* (relación que también se observa en el perfil de *Prüedo*). Al N, el límite de este dominio presenta una morfología muy irregular y corresponde al contacto intrusivo del batolito de *Tredòs*, que se dispone sobre las calizas en la parte septentrional de este transecto. Bajo el till y hasta los 100 m de profundidad, se observa una zona de mayor resistividad (25-55 $\Omega \cdot m$) que podría estar en relación con cavidades kársticas rellenas de aire. Otra posibilidad es que este sector corresponda a relleno sedimentario (depósitos de *Prüedo*) confinados en otra fosa tectónica. La presencia de sumideros kársticos en superficie hace que la correspondencia con materiales calizos sea más probable.

Dominio d

Esta zona de alta resistividad ($> 300 \Omega \cdot m$) corresponde al batolito de *Tredòs*, que aflora a menos de 100 m al N de la estación 009. Bajo esta estación el batolito se encuentra a ~ 50 m de profundidad y está cubierto por los depósitos de *Prüedo* (dominio b) y una cubierta de till de potencia métrica.

5.5 MODELO GENÉTICO PARA LA SEMIFOSA DE *PRÜEDO* Y SU RELLENO SEDIMENTARIO

5.5.1 Interpretación del conjunto de datos de AMT, geológicos y geomorfológicos.

Modelo de depósito

En la sección 5.2.2 se expuso la interpretación del ambiente de depósito hecha a partir del estudio estratigráfico. El estudio audiomagnetoteléurico ha permitido conocer la geometría de la cuenca en profundidad, sugiriendo su origen tectónico. La forma alargada en la dirección E-W remite a un sistema fluvial de igual dirección. Sin embargo, la dirección de las paleocorrientes, que según los cantos imbricados provenían del E-NE, sugiere que los aportes que llegaban a la cuenca pudieran proceder de uno o varios ríos oblicuos ella. En ese escenario, representado en la Fig. 5. 20, el escarpe generado por la FNM habría supuesto una barrera topográfica que forzaba al río o a los ríos a cambiar su rumbo hacia el W a la vez que reducía su energía, dando lugar a depósitos palustres. Según la distribución de facies, esto habría ocurrido de forma ordenada en el tiempo; primero se habría alterado el curso del río pero la alta energía del sistema se habría mantenido.

Después de un tiempo, el río habría perdido energía, dándose un ambiente favorable para la formación de limos y lignitos. Esta pérdida de energía podría estar relacionada con un aumento de la subsidencia tectónica de la cuenca pero también con otras causas menos locales (Ej.: cambio climático, la evolución de todo el sistema aluvial, etc.). Una mayor subsidencia se habría reflejado en la formación de niveles de base locales con los ajustes de la dinámica fluvial consecuentes aguas arriba de la cuenca de *Prüedo* (Ej.: pérdida de energía del río). En caso de tener un carácter tectónico, la ciclicidad observada en las partes altas de la serie podría deberse a la aparición de barreras tectónicas relacionadas con la FNM o sus fallas secundarias.

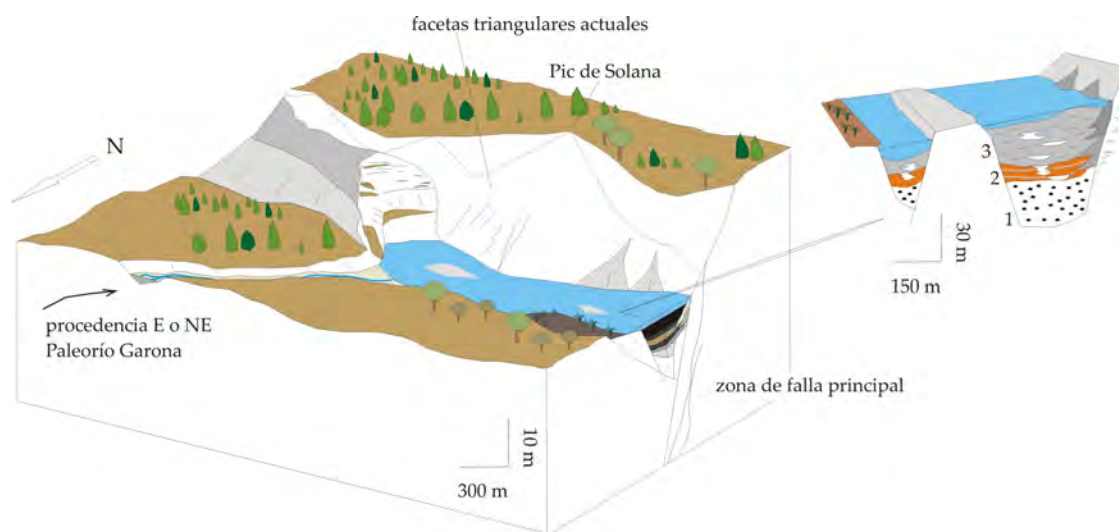


Fig. 5. 20. Bloque diagrama en el que se representa la paleogeografía de la fosa tectónica de Prüedo durante la formación de los depósitos fluvio-palustres. 1, conglomerados basales; 2, niveles intermedios; 3, niveles ligníticos.

Origen de la Cuenca de *Prüedo* y relación con la superficie de aplanamiento

De los dos perfiles interpretados, *Prüedo* es el transecto del que más información neotectónica ha podido extraerse. De él puede deducirse que la cuenca de *Prüedo* es de origen neotectónico. Las fallas de orden menor que compartimentan los depósitos de *Prüedo* definen un sistema de tres fosas. Son fallas secundarias que bajo los 400 m no suponen un contraste de resistividades claro en los perfiles de AMT. La base del cuerpo granítico bajo las semifosas está desplazada tan solo varias decenas de metros. Por ello se infiere que el movimiento a favor de estas fallas es mucho menor al que ha tenido lugar a favor de la FNM en este transecto, que según el estudio geomorfológico alcanza los 420 ± 1 m. Por su situación relativa, estas fallas corresponden a fallas neotectónicas secundarias antitéticas a la FNM. La correspondencia de estas discontinuidades con escarpes topográficos (Fig. 5. 15) sugiere que se trate de fallas activas con expresión geomorfológica. Debido a que el depósito cuaternario en esta zona es de naturaleza caótica (till), no es posible determinar si se encuentra afectado por la actividad de las fallas o si sólo mimetiza desniveles en el basamento (antiguos escarpes de falla). Aunque en superficie la falla de Tredòs ha dado lugar a un escarpe (erosivo o neotectónico), la poca longitud de su expresión en superficie lleva a pensar que se trate de una estructura inactiva o secundaria, conjugada a la FNM.

Otro hecho favorable al origen neotectónico de la cuenca es su asimetría y la localización del depocentro junto a la FNM. Tanto en el perfil *Prüedo* como en el perfil *Munt* se observa una base planar de los depósitos que buza 10° hacia la FNM. Este basculamiento coincide con la tendencia observada en la envolvente de las superficies hundidas (capítulo 4). Junto con ello, la morfología planar ha llevado a interpretar la base de los depósitos como un relicto relativamente poco modificado de la superficie de aplanamiento. Esta disposición conlleva que el origen de las superficies de aplanamiento sea anterior al de la cuenca de *Prüedo*.

Dimensiones de la Cuenca de *Prüedo* y geometría en planta

En los perfiles estudiados, los depósitos de *Prüedo* están representados por una banda que se extiende entre 1,2 y 1,5 km de N a S. Se ha podido constatar que en *els Prats de Prüedo* los depósitos tienen mayor potencia (máxima ~180 m) que *els Prats de Porèra* (máxima ~100 m). La mayor potencia de los depósitos palustres en *Prüedo* podría corresponder a una mayor proximidad al depocentro de la cuenca de esta zona, lo cual es coherente con el desarrollo de la fosa que se espera de la geometría de la traza la FNM. La disposición “dislocada” del segmento central hacia el S (geometría en *back step*) sugiere que la cuenca tuvo su máximo desarrollo en la parte central de este segmento, que coincide con la localización del perfil de *AMT Prüedo*. Es lógico que la reactivación como falla normal de la falla alpina se haya resuelto localmente con un segmento en *back step* debido a la flexión de su traza en esta zona (Mapa de lineamientos rectilíneos, anexo II; Fig. 4. 5); El límite entre los mantos de Orri y Noguères cambia de tener una orientación E-W en la zona occidental y se dispone NW-SE en la zona oriental (*Port de la Bonaigua*).

El límite S de los materiales de relleno de la cuenca en el perfil *Prüedo* puede relacionarse claramente con un límite tectónico, la FNM, mientras que en el perfil *Munt* este límite corresponde a una falla menor. El hecho de que las fallas en profundidad no tengan expresión geomorfológica en la zona de *Porèra* sugiere que los desniveles tectónicos hayan sido arrasados por el paso del glaciar. El límite finimioceno de la cuenca podría haber estado situado más al S, en cuyo caso la terminación que se observa en el perfil no sería un margen de cuenca sino un margen erosivo.

Tanto en *Prüedo* como en *Porèra*, el límite N de la cuenca parece determinado por la exhumación de su base planar. La disposición de los segmentos que forman la FNM sugiere la existencia de una falla antitética, que podría ser la falla de *Tredòs*, o de una zona de flexión que estaría situada aproximadamente en la zona donde el espesor de los depósitos se hace mínimo. Puede así que la cuenca de *Prüedo* no se extendiera al N mucho más de lo que ahora lo hacen los depósitos preservados. El estudio magnetotélúrico no ha aportado datos acerca del límite occidental de los depósitos, ya que no se ha realizado ningún perfil sobre el relleno sedimentario al W de *Prüedo*, considerado el depocentro. Por la disposición geométrica de los segmentos de falla de la FNM es esperable que la cuenca no se extendiera más al W de la superficie de Malh de Vivers (Fig. 4. 5).

5.5.2 Salto vertical máximo acumulado por la FNM

Existen varias razones por las que no se ha considerado el salto vertical de 629 m que podría asociarse a la FNM si se tiene en cuenta la base de la cuenca, que se sitúa a 209 m bajo la envolvente de la superficie hundida (Fig. 5. 21); Por una parte, es muy probable que en esta zona la profundidad de la cuenca se deba en parte a la acción erosiva del sistema fluvial representado por los conglomerados basales, por lo que el salto vertical calculado

así estaría sobrestimado. Por otra parte, el hundimiento de la superficie de aplanamiento en la zona de falla se debe a la actividad de fallas secundarias antitéticas a la FNM y tiene un carácter muy local en relación a la formación de la cuenca. Es decir, no es representativo del desplazamiento atribuible a la FNM a escala regional. Es probable que el hundimiento creciente hacia el sur de las bases de las subcuencas responda a un colapso del bloque hundido producido por una presumible extensión horizontal, es decir, por una componente horizontal del salto neto.

Según Bull (2007), en zonas de falla en las que el movimiento a favor de la estructura principal está acompañado por ajustes en fallas antitéticas y sintéticas secundarias, la medida del desplazamiento vertical total ha de tener en cuenta una serie de correcciones; En primer lugar, hay que tener en cuenta que el salto vertical aparente no coincide con el real a no ser que la falla sea completamente vertical y el marcador desplazado completamente horizontal. Cuando se trata de medir el salto vertical aparente asociado a una falla normal considerando superficies desplazadas por ella, la aproximación más recomendable es medir la separación de las proyecciones de estas superficies sobre un plano vertical situado en el centro de la zona de falla y paralelo a ésta. A esta medida se puede añadir un rango de incertidumbre que se obtiene considerando el salto vertical medido en un extremo de la zona de falla y en el otro (Fig. 5. 21).

El conocimiento de la geometría en profundidad de la FNM en los transectos de *Prièdo* y *Porèra* permite identificar una zona de falla que en el transecto de *Prièdo* tiene ~560 m de anchura. Por tanto, la primera aproximación al salto vertical realizada a partir del estudio geomorfológico, que indicaba un salto vertical de 420 ± 1 m, ha de ser corregida a partir de la medida del salto en el punto medio de la zona de falla y considerando las medidas en el extremo norte y sur de ésta. Para el segmento de *Prièdo*, el salto vertical es de 406 m (con errores asociados de +14 m, -6m). Para el cálculo del salto máximo, sin embargo, estos valores son inferiores al que se obtiene mediante el estudio geomorfológico en el transecto de *Porèra*, que asciende a (489 ± 1) m. Por ello, este valor es el que se ha de utilizar como aproximación al desplazamiento máximo acumulado por la FNM.

Si los perfiles longitudinales de los elementos desplazados difieren de ser perpendiculares al plano de falla más de 15° , es necesario corregir el salto vertical aparente para obtener el real (Bull, 2007). Puesto que el buzamiento de la FNM en este sector es $\geq 80^\circ$ y las superficies desplazadas son horizontales o buzaban $\sim 3^\circ$ hacia el plano de falla, se puede considerar que tal corrección no es necesaria y por tanto, el salto vertical aparente de 489 ± 1 m puede equipararse con el salto vertical real, que en este caso consideraremos como salto vertical máximo asociado a la FNM.



Fig. 5. 21 Esquema con el cálculo del salto considerando la zona de falla completa. Al medir el desplazamiento vertical de las superficies en el punto medio de la zona de falla, se obtiene un valor de 406 m, inferior a los 420 m medidos sobre la traza principal de la FNM.

5.5.3 Tasa de desplazamiento

Teniendo en cuenta que el contenido polínico y carpológico de los depósitos de la cuenca de *Prüedo* indica una edad finimiocena, se puede hacer una estimación de las tasas de desplazamiento máximas asociadas a la FNM.

Tasa de desplazamiento vertical

Si asumimos que el momento en que comenzó a acumularse el salto que se observa en la superficie de aplanamiento es inmediatamente anterior al de la formación de los depósitos de *Prüedo*, el salto vertical real estimado, de 489 ± 1 m, acumulado desde el Mioceno superior (11,6-5,33 M.a.) corresponde a una tasa de desplazamiento vertical comprendida entre 0,04 y 0,09 mm/a. Un cálculo menos conservador, considerando el Vallesiense (11,1-8,7 M.a.) como inicio del desplazamiento lleva a tasas de desplazamiento vertical entre 0,04 y 0,07 mm/a.

Las tasas de desplazamiento vertical calculadas no dejan de ser aproximaciones que pueden variar en función de varios aspectos;

- El momento real en que comenzaran a desplazarse las superficies puede haber sido anterior a la formación de los depósitos de *Prüedo*, en cuyo caso la tasa de desplazamiento sería menor.
- La estimación no tiene en cuenta la pérdida de altitud desigual de las superficies de aplanamiento del bloque levantado y el hundido desde el inicio del desplazamiento. En caso de haberse producido una erosión más pronunciada en la superficie elevada, las tasas de desplazamiento vertical reales serían mayores a las calculadas aquí. Por ejemplo, si considerásemos un salto vertical real 100 m mayor al que ahora indica el estudio geomorfológico, la tasa vertical desde el Mioceno superior oscilaría entre 0,05 y 0,11 mm/a. Si por el contrario, debido a una pérdida de altitud del bloque hundido no tenida en cuenta se hubiera sobreestimado el salto vertical indicado por las envolventes de las superficies en 100 m, las tasas corregidas oscilarían entre 0,03 y 0,07 mm/a. Dado que el encajamiento pliocuaternario se ha concentrado principalmente en los valles, es decir, ha sido lineal, y que los perfiles topográficos han mostrado una gran horizontalidad de las superficies, la variación del salto real se considera despreciable

Teniendo en cuenta que las tasas calculadas están dentro del rango de velocidades que se espera para contextos poco activos e intracontinentales ($\ll 1$ mm/a), los valores obtenidos parecen razonables. De hecho, las tasas de 0,04 - 0,09 mm/a obtenidas están por debajo de las tasas calculadas para otras fallas neógenas en el Pirineo (Fig. 2. 4). La tasa de desplazamiento vertical de la FNM fue sin duda considerablemente mayor durante tiempos precuaternarios, ya que en caso de haber sido siempre tan baja su expresión en superficie habría sido probablemente obliterada por la erosión.

Tasa de desplazamiento real

No se ha observado ninguna evidencia de desplazamiento lateral asociado a la actividad reciente de la FNM. La tasa de desplazamiento real, en caso de que el componente lateral del salto se pudiera obviar, correspondería a la tasa de desplazamiento según el buzamiento de la falla. Dado que la FNM tiene un buzamiento al N aproximado de 80° , el salto vertical real de 489 ± 1 m suponen 496 ± 1 m de salto en buzamiento. Esta variación hace aumentar la tasa de desplazamiento tan solo 0,001 mm/a, permitiendo equipararla la tasa de desplazamiento vertical a la real. En 11,6 M.a., la acumulación de este error supone 1 m de

variación en el desplazamiento, equivalente al error asociado a la base topográfica utilizada en la medida del salto (1:5000).

En caso de que, aún no habiéndose encontrado evidencias, la falla tuviera un componente lateral no despreciable, la tasa de desplazamiento real aumentaría en función de éste. Si todos los otros parámetros se consideran iguales pero se añade un desplazamiento lateral de 100 m, por ejemplo, las tasas reales resultantes varían menos de 0,01 mm/a, mientras que con un desplazamiento lateral de 200 m, ascienden a 0,05-0,10 mm/a.

5.6. RECAPITULACIÓN

El estudio estratigráfico y magnetotelúrico de los depósitos de *Prüedo* ha permitido interpretarlos como los materiales fluvioalustres que rellenaron una fosa tectónica al pie de la FNM. El estudio audiomagnetotelúrico de la zona a lo largo de varios transectos ha revelado la estructura de la cuenca en profundidad y la correspondencia entre fallas que se aprecian en el perfil con escarpes observados en superficie.

La mejor caracterización de la geometría de la FNM ha permitido estimar su desplazamiento máximo acumulado en la vertical en 489 ± 1 m. La revisión de la edad de los depósitos mediante un nuevo estudio paleontológico confirma que el periodo de formación de la cuenca de *Prüedo* es el Mioceno superior, siendo el Vallesiense (11.1-8,7 M.a.) la etapa más probable. Además de proporcionar una edad mínima para las superficies de aplanamiento en la zona, este resultado permite estimar en (0,04 - 0,09) mm/a la tasa de desplazamiento de la FNM desde el Mioceno superior. Los resultados del trabajo presentado en este capítulo en combinación con el estudio geomorfológico (capítulo 4) permiten obtener una aproximación a los parámetros sísmicos de la FNM, abordada en las discusiones de esta tesis (capítulo 9).

CAPÍTULO 6

ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN ACTIVA EN ZONAS DE ALTA MONTAÑA

6.1 INTRODUCCIÓN

En el capítulo 2 (sección 2.2.1.) se introdujo el concepto de lineamientos rectilíneos en el basamento (lineamientos rectilíneos). Allí se comentaron las dificultades que supone la interpretación de estas formas y la necesidad de que sus posibles génesis sean consideradas en los estudios de neotectónica en alta montaña. Para el estudio de los lineamientos rectilíneos se han propuesto dos términos: “deformación gravitacional lenta de laderas” (sección 6.3.1) y “deformación activa” (sección 6.6).

En este capítulo se analizan los fenómenos de deformación activa en contextos montañosos y se realiza una revisión de la literatura sobre la deformación gravitacional lenta de laderas (comúnmente referidas como deformación gravitacional). Esta retrospectiva pone de manifiesto una carencia de definiciones terminológicas y una falta de acuerdo sobre la nomenclatura y sobre las clasificaciones de este fenómeno. Desde el punto de vista de la determinación genética de un lineamiento rectilíneo, las clasificaciones estudiadas resultan confusas y poco prácticas. Por todo ello, se ha hecho un esfuerzo por definir la deformación gravitacional lenta de laderas y reconocer las tipologías que presenta, proponiendo una clasificación alternativa.

Aún en el caso de estar relacionados con una inestabilidad topográfica (de ser gravitacionales), los lineamientos son interesantes en los estudios de peligrosidad sísmica de una región ya que si se han generado o reactivado por causa de un terremoto pueden ser fuente de información paleosísmica. Al igual que ocurre con otros movimientos de ladera, la frecuencia de los fenómenos de deformación gravitacional aumenta cerca de fallas sismogénicas (McCalpin and Hart, 2002). A su vez, la deformación gravitacional es una de las formas de colapso de los frentes de falla activos cuando estos producen inestabilidades topográficas (Dramis y Sorriso Valvo, 1994). Todas estas circunstancias hacen que el conocimiento de los procesos de deformación gravitacional lenta de ladera, al que se ha dedicado gran parte de este capítulo, sea fundamental en los estudios de neotectónica en regiones de fuerte relieve.

Además de la deformación gravitacional lenta de ladera, en las discusiones sobre la génesis de los lineamientos rectilíneos no se han dejado de cuestionar otros posibles orígenes. En esta tesis, la consideración de otros procesos de deformación activa ha llevado a incluir en el debate aspectos de tectónica glacial y de tectónica reciente.

6.2 REVISIÓN DE LOS ESTUDIOS REALIZADOS SOBRE ESCARPES EN ALTA MONTAÑA.

En los últimos años, se ha tomado conciencia de que los fenómenos de deformación gravitacional lenta de laderas son muy comunes en contextos de alta montaña, especialmente en terrenos deglaciados. Al mismo tiempo, se ha dado una tendencia a interpretar los lineamientos rectilíneos como producto únicamente de estos fenómenos sin tener en cuenta que puede haber otros procesos involucrados en su génesis. Por ejemplo, un aspecto tan evidente como el papel de la erosión como generadora y/o modificadora de lineamientos rectilíneos no ha sido tratado en las últimas décadas, aunque se había planteado en algunos de los primeros trabajos conocidos (Stini, 1926; Paschinger, 1928). Así mismo, las hipótesis acerca del papel del reajuste isostático en la generación de lineamientos rectilíneos planteadas por Jäckli (1965), Patton y Hedron (1974) y Mollard (1977) fueron obviadas y desechadas en trabajos posteriores y no ha sido hasta recientemente (Ego et al., 1996; Persaud y Pfiffner, 2004; Hippolyte et al., 2006; Jarman, 2006; Ustaszewski et al., 2008) que han sido consideradas de nuevo. A continuación se realiza un recorrido por una serie de trabajos que se consideran referentes en el estudio de la deformación activa y, en especial, de la deformación gravitacional lenta de ladera.

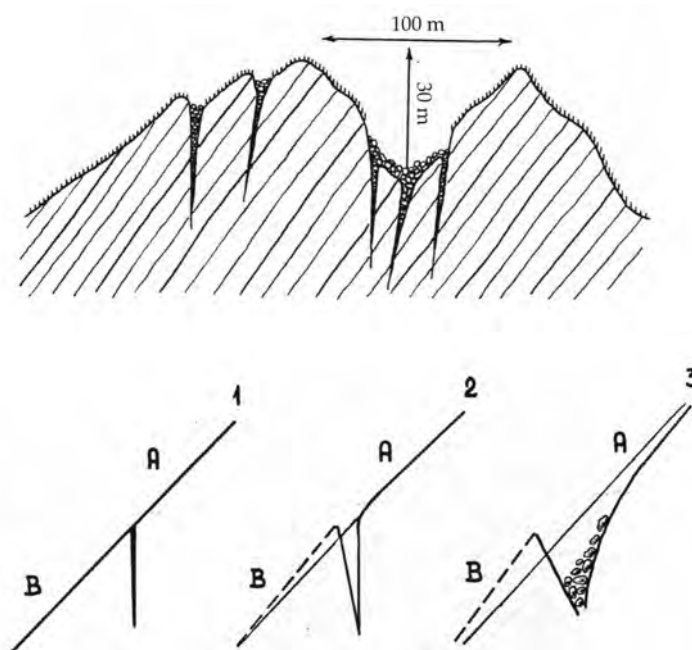


Fig. 6. 1 Arriba: Sección de los lineamientos tipo "Jahn", incluyen depresiones sumitales y escarpes a contrapendiente. Abajo: Esquema para explicar la generación de escarpes a contrapendiente por apertura de fracturas y erosión remontante. Ambas figuras tomadas de Jahn (1964).

6.2.1. Primeras descripciones

Las primeras reflexiones sobre escarpes en alta montaña (*ridge top depressions*) de las que se tiene conocimiento se encuentran ya en trabajos de finales del siglo XIX en los que se describen depresiones lineales cerca de las cimas (Campbell, 1896). Penck (1894, citado en Campbell, 1896) utiliza la palabra alemana "*Doppelgrate*" para referirse a crestas paralelas confinando depresiones en las cumbres de los montes en los Alpes suizos.

En los años 20, estudios sobre la morfología de las cumbres y laderas montañosas (Stini, 1926, citado en Paschinger, 1928; Paschinger, 1928) atribuyeron a los lineamientos rectilíneos un origen erosivo y kárstico. Pocos años después, varios científicos reconocieron que algunas de estas formas correspondían a un tipo de deslizamiento no identificado hasta la fecha (Tsujimura, 1932; Dal Piaz, 1934; Ampferer, 1939) y seguidamente, se planteó por primera vez la idea de la deformación gravitacional lenta de la ladera como origen de los escarpes rectilíneos (Stini, 1941, Van Bemmelen, 1950). Durante los años 60, un notable número de publicaciones en Europa se centraron en describir el nuevo tipo de deformación de laderas reconocido y en definir los factores que lo condicionan y desencadenan.

6.2.2. Primeros modelos de deformación propuestos

A continuación se citan los modelos de deformación gravitacional lenta de laderas propuestos en la literatura. Todos ellos tienen como formas resultantes lineamientos rectilíneos. Se comentarán los trabajos de referencia para estos modelos en orden cronológico, incluyendo algunos aspectos interesantes tratados por los diferentes autores. Se han descrito los siguientes tipos:

- Tipo Jahn
- Sackung*
- Tipo pagoda y colapso de la base
- Expansión lateral
- Cabeceo
- Deformación gravitacional profunda de laderas (DGPL)
- Combadura y pandeo del valle
- Otros efectos relacionados con descargas verticales

Tipo Jahn

En su estudio de los montes Tatras (Montes Cárpatos), Jahn (1964) sugiere que los principales factores determinantes del “colapso de las montañas” son la estructura y la topografía, y en ocasiones, los terremotos. La apertura de grietas es considerada como el punto de partida del desplazamiento de bloques rocosos por la acción de fuerzas gravitatorias. En trabajos posteriores, muchos autores hablan de la deformación “tipo Jahn” para referirse a la apertura de fracturas subverticales paralelas a la ladera. La posterior erosión remontante a partir de una fractura abierta puede dar lugar al desplazamiento aparente de la ladera (Fig. 6. 1). Este fenómeno no es reconocido en esta tesis como un mecanismo distintivo de deformación gravitacional sino como un fenómeno que puede ocurrir por diferentes mecanismos (Ej.: expansión lateral y cabeceo). La generación de un “falso desplazamiento” de la ladera por la erosión remontante puede también suceder en una zona de incisión o disolución preferencial a lo largo de una banda de roca, en cuyo caso no estaría teniendo lugar deformación activa.

Sackung

Zischinski (1966, 1969) realizó un tratado “sobre subsidencias” (en alemán “*Über Sackungen*”) en laderas rocosas de los Alpes austríacos. Estas laderas están formadas por rocas metamórficas foliadas o rocas carbonatadas, y presentan discontinuidades con un fuerte buzamiento hacia el interior de la montaña (Fig. 6. 2). La palabra “*Sackungen*” se refiere al conjunto de formas típicas de este fenómeno: estructuras lineares, depresiones

alargadas y abombamientos del pie de ladera. Entre las aportaciones más relevantes, Zischinsky planteó que el movimiento ocurría muy lentamente, con una velocidad de reptación creciente hacia la superficie y sin necesidad de una superficie de deslizamiento basal definida. Según el autor, si la evolución del deslizamiento daba lugar a la formación de un plano de deslizamiento neto, el movimiento podía transformarse en un fenómeno catastrófico. Este trabajo se convirtió en la referencia más importante en el estudio de la deformación gravitacional lenta de laderas, y el término “*Sackung*”, pasó a ser utilizado en la literatura para referirse a la deformación lenta de la ladera bajo el efecto de la gravedad que causa el abombamiento de la ladera y que suele generar escarpes paralelos a las curvas de nivel.

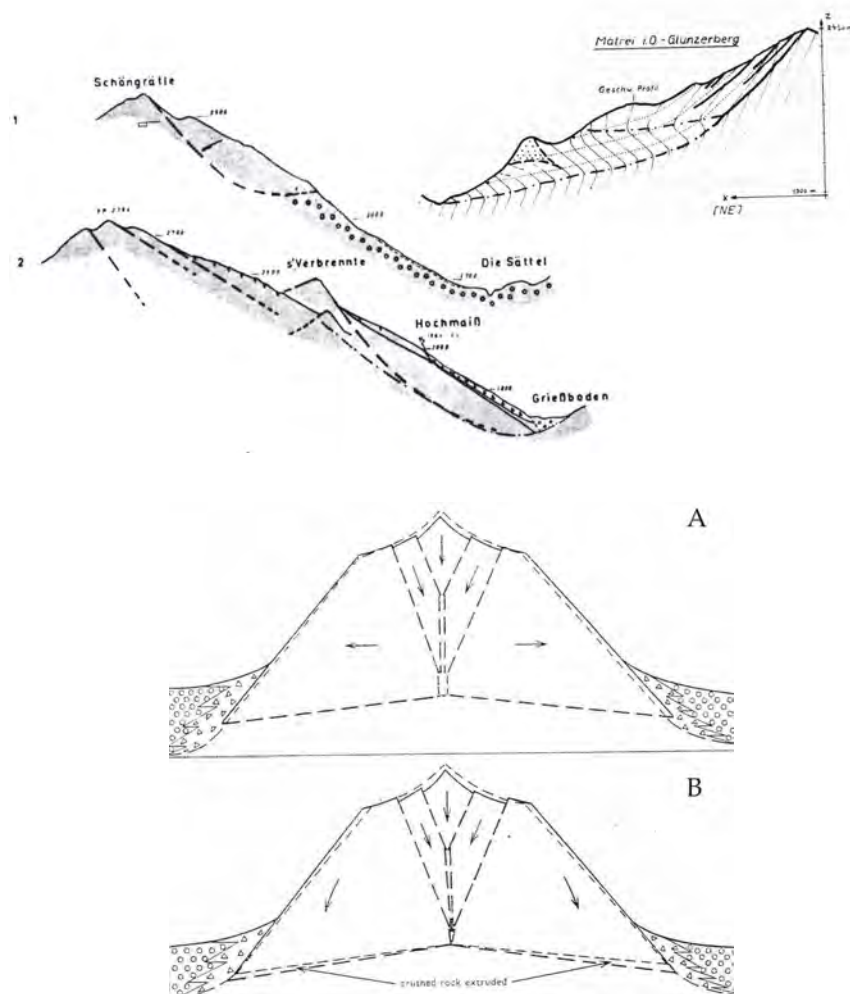


Fig. 6. 2 Arriba: Esquemas realizados por Zischinsky (1969) en su tratado sobre la subsidencia de laderas (*Sackung*). En ellos se muestra el abombamiento de la ladera por el plegamiento de discontinuidades verticales (esquina superior derecha) y la formación de escarpes a contrapendiente sin necesidad de un plano de deslizamiento basal neto. Abajo: Modelos considerados por Beck (1968) para explicar el colapso de las crestas (A) por deslizamiento de las laderas hacia el valle y (B) por la trituration de cuñas en la base del macizo.

Tipo pagoda y colapso de la base

Otro trabajo referente de la época fue el estudio del colapso de las crestas realizado por Beck (1968) a partir de las deformaciones observadas en los Alpes de Nueva Zelanda. Este autor propuso tres posibles mecanismos para explicar la formación de escarpes a contrapendiente en las cimas, concluyendo que posiblemente ocurre por la combinación de dos de ellos: desplazamiento horizontal de la ladera hacia el valle (tipo pagoda) y trituración y colapso de cuñas de roca (Fig. 6. 2). Además de relacionar el “ajuste topográfico” de las laderas con el retiro de las masas glaciares, Beck (1968) determinó que el desencadenamiento de algunas de las deformaciones requerían que ocurrieran terremotos de $M=5-6$ y que, al mismo tiempo, los colapsos podían producir terremotos de menor magnitud. El colapso de la cresta, según se ha considerado en esta tesis, puede ocurrir por diferentes mecanismos (Ej.: deformación profunda de la ladera, expansión lateral) e incluso ser aparente (por erosión remontante *tipo Jahn*), por lo que este tipo no se ha considerado en la clasificación de tipos de deformación gravitacional lenta de laderas.

Expansión lateral

Un fenómeno completamente diferente a los anteriores, pero también considerado como deformación gravitacional por muchos autores, es la expansión lateral de laderas. En la expansión lateral un material más consistente, fragmentado en bloques por discontinuidades subverticales o lístricas, se desplaza sobre un material menos consistente suprayacente, que puede fluir o reptar. Záruba y Mecnl (1969) propusieron este modelo para ejemplos observados en rocas sedimentáreas en los Montes Cárpatos, en los que años más tarde Nemčok (1972) y Nemčok y Baliak (1977) describirían más casos de expansión lateral. Radbruch-Hall et al. (1976) y Malgot (1977) interpretaron de forma similar la expansión de rocas ígneas situadas sobre arcillas expansivas, en un modelo referido por algunos autores como “tipo lacolito” (Fig. 6. 3). Este tipo se ha considerado en la clasificación de la deformación gravitacional lenta de laderas, siempre y cuando se produzca a velocidades bajas (<1 m/a). Es el único mecanismo que puede tener lugar en laderas de poca pendiente.

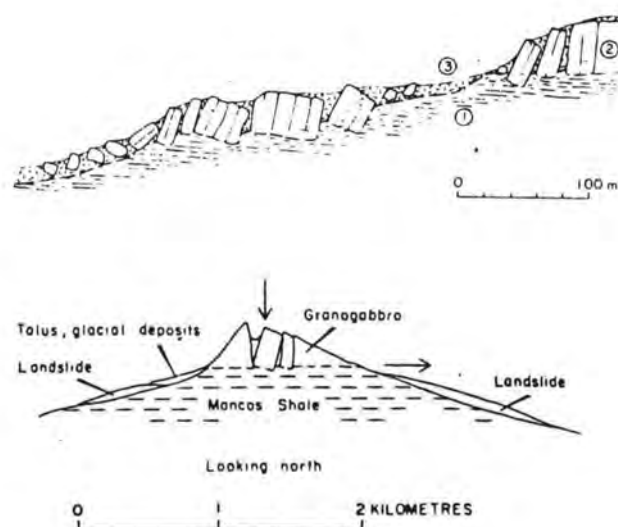


Fig. 6. 3 Expansión lateral de rocas más consolidadas y fracturadas sobre rocas menos competentes. Arriba: esquemas de Záruba y Mecnl (1969). Abajo: esquema de Radbruch-Hall (1976) para rocas ígneas sobre sedimentáreas.

Cabeceo

Tabor (1971) habla de *creep* (reptación) y *bending* en discontinuidades que buzan fuertemente hacia el interior de la ladera como mecanismos generadores de escarpes en los valles glaciares de las *Olympic Mountains* (Costa Pacífica de EE. UU.) (Fig. 6. 4). En su discusión sobre el origen de los lineamientos rectilíneos, el autor sugiere una estrecha relación entre la retirada del hielo de los valles y el desencadenamiento de la deformación, que debe ocurrir inmediatamente después de la deglaciación. Tabor (1971) destaca el papel de la erosión glacial como agente que ha podido eliminar las evidencias de deformación gravitacional en ciertas laderas. El autor cita a otros autores (Kobayashi, 1956; Jahn, 1964) en su discusión acerca de la erosión, que es capaz de generar nuevos valles a partir de las depresiones alargadas generadas por deformación gravitacional.

Este concepto de flexión hacia el valle de las discontinuidades que buzan hacia el interior de la montaña fue referido más tarde como *toppling* (Goodman y Bray, 1976; Bovis, 1982; Cruden, 1989; Bovis, 1991), que en castellano corresponde a “cabeceo” (Corominas, 2004). Susan et al. (2002) distinguen entre cabeceo “flexural” (*flexural toppling*) y cabeceo en bloque, en función del comportamiento más dúctil o más frágil de la roca respectivamente. Otros autores también utilizan el término *chevron toppling* debido a que, en la base de la deformación, las discontinuidades afectadas presentan un aspecto parecido a los pliegues en *chevron*. Según Margielewski (2006), el cabeceo es el origen más frecuente de las dobles crestas que se observan en los Montes Cárpatos de Polonia.

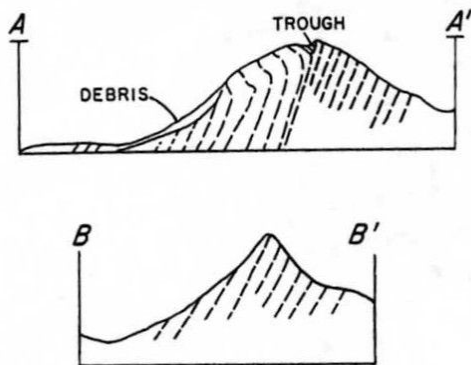


Fig. 6. 4 Mecanismo de generación de escarpes a contrapendiente y depresiones alargadas en las cimas por cabeceo de discontinuidades subverticales (tomado de Tabor, 1971).

Deformación gravitacional profunda de laderas (DGPL)

Mencl (1968) sugirió que ciertas deformaciones observadas en las laderas de los Montes Cárpatos podían responder a un modelo en el cual el interior de la ladera “se tritura, se contrae y se deforma por flujo viscoso” como consecuencia de la elevada presión confinante. En las zonas más próximas a la superficie, donde las presiones confinantes son menores, se forman planos de falla. Éstos últimos pueden ser el resultado de extensión ante una carga menor a la experimentada en el interior de la ladera o de la propagación de la zona contraída hacia la superficie. A partir de esta idea, Feda (1973) propuso una interpretación de la sección de *Polská Tomanová*, un macizo cristalino de los Montes Tatra (en los Montes Cárpatos), basada en consideraciones teóricas y observaciones de campo. El autor propone una secuencia de deformación que comienza con la apertura de fracturas,

continua con la formación de superficies de deslizamiento en la base y cerca de la cima (sucesivamente o simultáneamente) y, posteriormente, con la reducción de volumen en la parte interior (Fig. 6. 5). Mahr (1977) se inspiró en este modelo para proponer la “deformación gravitacional de profundo alcance de laderas”, más comúnmente referida como “deformación gravitacional profunda de laderas” (DGPL). Este modelo le sirvió para interpretar, entre otras, la sección de *Chabanec* (Fig. 6. 5), Montes Tatra, continuando la labor realizada por Feda (1973) y Nemčok (1972).

Crosta (1996) propone un mecanismo compuesto de deformación alternativo a la propuesta de Feda (1973) para la DGPL. Éste consiste en 1) la formación de planos de cizalla de bajo ángulo en la base de la ladera y en la reptación hacia el valle a favor de éstos, seguida de 2) el desarrollo de fracturas tensionales en la cima y, finalmente, 3) la propagación ascendente de los planos basales, que pueden estar representados por zonas de deformación difusas, hasta conectar con las fracturas de la cima (Fig. 6. 5).

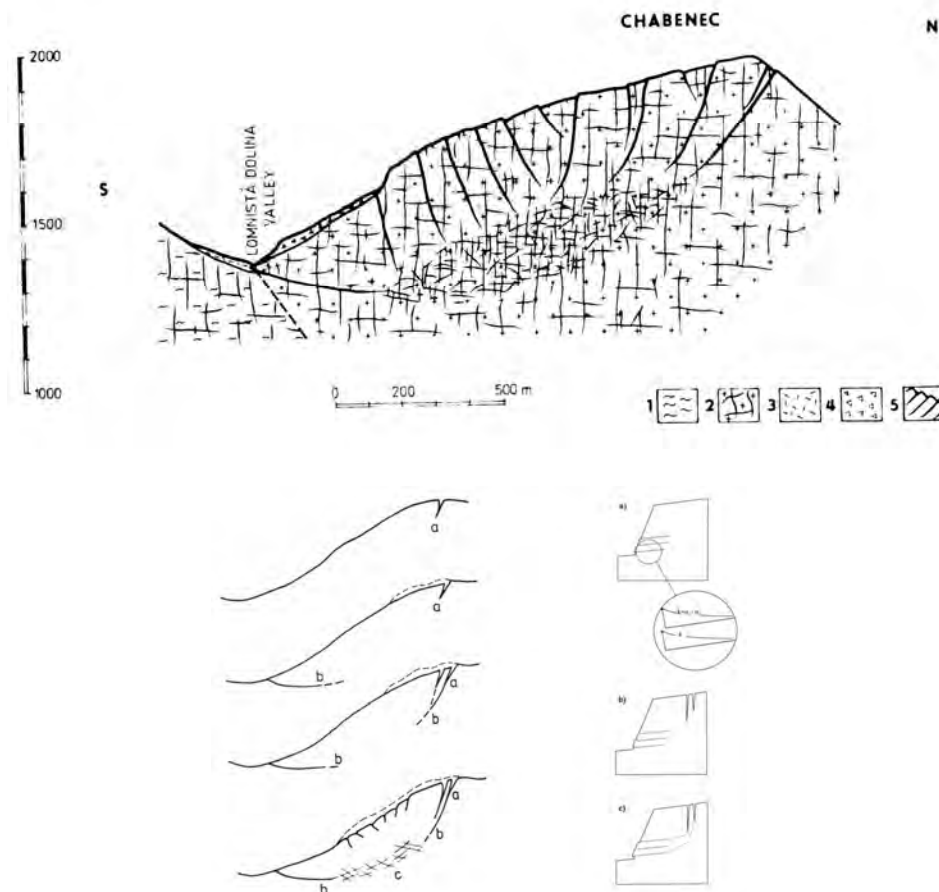


Fig. 6. 5. DGPL en rocas cristalinas. Arriba: modelo de Mahr (1977) para la sección de *Chabanec*. 1) ortogneises migmatíticos, 2) dioritas y granodioritas, 3) derrubios de ladera, 4) acumulación de rocas deslizadas, 5) planos de cizalla por dilatación. Abajo: **izquierda**, modelos teóricos de Feda (1973) para la sección de *Polská Tomanová*; **derecha**, modelo propuesto por Crosta (1996).

Combadura y pandeo del fondo del valle y “valley rebound”

La “combadura y pandeo del valle” (del inglés *cambering and valley bulging*) se produce cuando la excavación de un valle en un sustrato rígido y fracturado hace aflorar un material más plástico infrayacente. Ante la descarga de roca en el centro del valle, este material asciende por flujo, si es muy dúctil, o mediante un intenso plegamiento. Entre los efectos asociados se encuentra la expansión lateral y la rotación de los bloques rígidos suprayacentes, que se desplazan hacia el centro del valle. Es por ello que Cruden y Varnes (1996) consideran este tipo como una variante de la expansión lateral. En cualquier caso, el fenómeno puede dar lugar a la formación de lineamientos rectilíneos paralelos al valle.

Hutchinson (1988) reconoce otro movimiento de masa, el *valley rebound* que precede con frecuencia a la combadura y pandeo del valle, con el que guarda gran similitud. La competencia de las rocas que “se levantan” en el fondo del valle es mucho mayor en el tipo *valley rebound*, de modo que la deformación no se produce en ningún caso por flujo sino por una flexión leve y el deslizamiento flexural entre capas. La forma resultante recuerda a un antiforme en el que la parte central hubiera sido erosionada por el río. Sin embargo su formación es posterior al encajamiento del valle. Esta similitud de estructuras llevó a algunos autores a interpretar que el *Grand Canyon*, en EE. UU., se había formado siguiendo el núcleo de una gran antifirma en rocas sedimentáreas consolidadas. Sturgul y Grinshpan (1975), mediante una modelización numérica simple, demostraron que la antifirma se podía generar por la rápida incisión del río. Los esfuerzos implicados en la deformación responden a bajas tasas de descarga y que producen deformaciones verticales en contra de la gravedad que afectan sólo a la parte más superficial de la corteza. Este se ha de tener en cuenta al valorar la deformación por descarga de hielo y roca asociada al avance y al retroceso glaciar (sección 6.5).

En esta tesis se ha considerado que el flujo, la reptación o la flexión ascendente de material rocoso es “antigravitacional” y, por tanto, a no ser que sea consecuencia secundaria de un movimiento de ladera descendente, estos mecanismos no se han incluido dentro de la clasificación de movimientos gravitacionales lentos de ladera, al igual que tampoco lo estaría la formación de un domo salino o un volcán de lodo.

Otros efectos relacionados con la descarga vertical

A diferencia de los modelos presentados hasta ahora, la interpretación de escarpes a contrapendiente en varios valles de los Alpes suizos que hizo Jäckli (1965) no contempla la deformación gravitacional de laderas. El autor sugiere que los escarpes podrían haberse formado mediante la reactivación de antiguas fallas por el levantamiento del fondo del valle ante una mayor descarga glaciar con respecto a las cimas. En este trabajo se hace referencia explícita a la compensación isostática diferencial a escala de la litosfera, razón por la cual la hipótesis fue rechazada por Schaer y Jeanrichard (1974). Esta idea fue considerada posteriormente en interpretaciones de escarpes a contrapendiente en las *Olympic Mountains* (Oeste de EEUU) por Patton y Hedron (1974) y en las *Coast Mountains* (Oeste de Canadá) por Mollard (1977).

Otras interpretaciones de lineamientos rectilíneos en alta montaña alternativas a la deformación gravitacional lenta de laderas atienden a los efectos de la descarga en la parte más superficial de la corteza, que se flexiona y recupera elásticamente. La discusión sobre la viabilidad de estos procesos, a los que se dedica la sección 6.5, ha sido retomada en los últimos años.

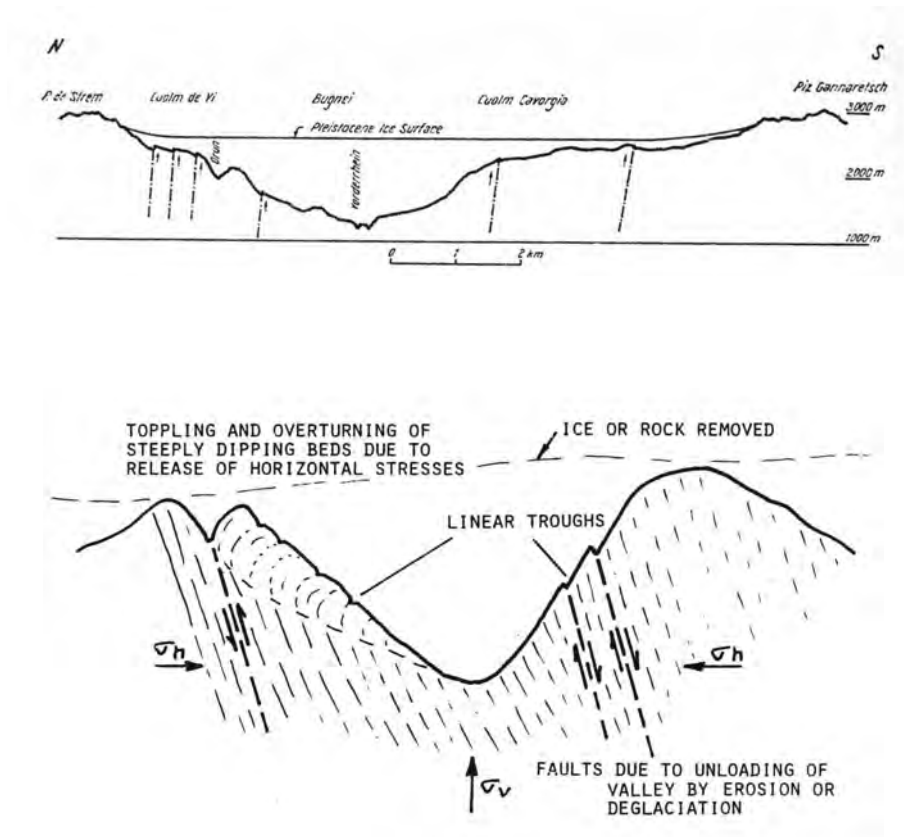


Fig. 6. 6 Escarpes a contrapendiente producidos por levantamiento diferencial del fondo del valle, donde se dieron los máximos espesores de hielo glacial, con respecto a las cimas. Arriba: Esquema explicativos de Jäckli (1965) para escarpes observados en los Alpes europeos. Abajo: Propuesta de Patton y Hedron (1974) para los escarpes observados en la Olympic Mountains (Costa Pacífica de EE. UU.).

6.3 DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL LENTA DE LADERAS: DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN.

En los simposios internacionales de la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica de los años 70 se comenzaron a dedicar sesiones especiales a las deformaciones gravitacionales (Ej.: 1974, San Pablo, Brasil y 1977 Praga, antigua Checoslovaquia) recomendando el uso del término “deformación gravitacional profunda de laderas” (DGPL) (del inglés “*deep-seated gravitational slope deformation*”, DGSD o DSGSD) para englobar los movimientos lentos que afectan a laderas con pendiente acentuada (Dramis y Sorriso-Valvo, 1994). Según la perspectiva de esta tesis, la DGPL no puede equipararse al término “deformación gravitacional lenta de ladera” ya que algunos de los mecanismos de deformación gravitacional lenta de laderas no afectan o no tienen por qué afectar a la parte profunda de la ladera (Ej.: cabeceo o expansión lateral).

6.3.1. Definición de deformación gravitacional lenta de laderas

En la literatura no se ha encontrado una definición clara del término “deformación gravitacional lenta de ladera”. De la manera en que se ha abordado en los trabajos consultados, puede extraerse que la deformación gravitacional lenta se refiere a procesos de inestabilidad de laderas rocosas que cumplen todas las características siguientes:

- 1) Ocurren a velocidades muy bajas, que no superan 1 m/año y suelen ser inferiores a 1 cm/a.
- 2) Producen una deformación de la masa en la que la pérdida de coherencia interna se concentra en zonas basales o discontinuidades que limitan o dividen la masa afectada. Se mantiene así la coherencia de la masa dentro de bloques de medidas que pueden variar de métricas a kilométricas (la microestructura se mantiene, la mesoestructura no tiene por qué y la macroestructura se pierde). Por ello quedan excluidos procesos que también son lentos pero que conllevan una deformación microscópica que afecta a toda la masa, como los flujos de tierra o la reptación de la superficie de la ladera.
- 3) Tiene como resultado la generación de morfologías características que se resumen en fracturas abiertas, escarpes rocosos subparalelos a la ladera y abombamientos de la parte frontal de la masa afectada por el movimiento, rasgos que pueden darse de forma aislada o conjunta. Si el estado de deformación es muy incipiente, puede que aún no se hayan producido estas formas. Así mismo, dadas las bajas velocidades de deformación, puede que estos rasgos hayan sido borrados por la erosión (Ej.: erosión aluvial en lámina, paso de un glaciar etc...).

En definitiva, la deformación gravitacional no se refiere a un único mecanismo de deformación. De la primera característica se infiere que no ocurre de forma catastrófica (instantánea) sino que ocurre de forma continua en el tiempo, pudiendo estar caracterizada por periodos de mayor y menor actividad. De hecho, la deformación gravitacional puede verse interrumpida en un determinado momento de su evolución o en algunos casos, dar lugar a un desenlace catastrófico (Ej.: Evans y DeGraff, 2002; Evans et al., 2006). Un ejemplo de este desenlace es la deformación gravitacional que tuvo lugar antes de la catástrofe de Vaiont (Broili, 1967). Radbruch-Hall (1978) documenta reptaciones de hasta

20 cm/día, que según se ha establecido aquí, habrían de ser consideradas como deslizamientos “clásicos”.

Términos semejantes

Esta definición se asemeja a la del término *Gravitational Mass Rock Creep* propuesto por Radbruch-Hall (1978) y que Chigira (1992) utiliza para referirse de forma amplia a la deformación a largo plazo de las laderas rocosas que ocurre cuando la ladera está sometida a un estado gravitacional inestable y que se produce sin que tenga que existir una superficie basal bien definida. Sin embargo, hacer referencia al término *creep* o reptación, puede dar lugar a confusión ya que para muchos autores (Varnes, 1978; Hutchinson, 1988; Corominas y García Yagüe, 1997) la reptación no presenta superficies de deformación definidas sino que deja de producirse de forma gradual en profundidad. Es decir, que no sería compatible con el movimiento a favor de planos de debilidad.

Otro término de carácter más general que *Sackung* o DGPL para el estudio de la deformación de las laderas es el propuesto por Jarman (2006), que utiliza *slope deformations* para referirse a las formas de mayores dimensiones reconocibles dentro de las inestabilidades de laderas (*Rock Slope Failures*). Según el autor, las *slope deformations* engloban las categorías de reptación, rebote y *sagging* de Hutchinson (1988) y van más allá de las DGPL definidas por Crosta (1996). Sin embargo, al referirse a movimientos de grandes dimensiones excluye casos como, por ejemplo, la formación de un pequeño escarpe aislado por apertura de fracturas (tipo *Jahn*). La deformación gravitacional suele implicar grandes volúmenes de roca, especialmente cuando está “arraigada” en profundidad, pero pueden darse casos de pequeñas dimensiones que suelen corresponder a estadios iniciales del proceso. La Fig. 6. 7 muestra un ejemplo de un caso incipiente de deformación gravitacional profunda de laderas en la cima de un macizo rocoso en las Coast Mountains (Canadá) en la que la zona afectada no supera los 100 m². No obstante, los movimientos de masa de mayores dimensiones documentados corresponden a deformaciones gravitacionales que llegan a afectar a la totalidad de un frente montañoso (Dramis y Sorriso-Valvo, 1994; Kellogg, 2001, 2004).

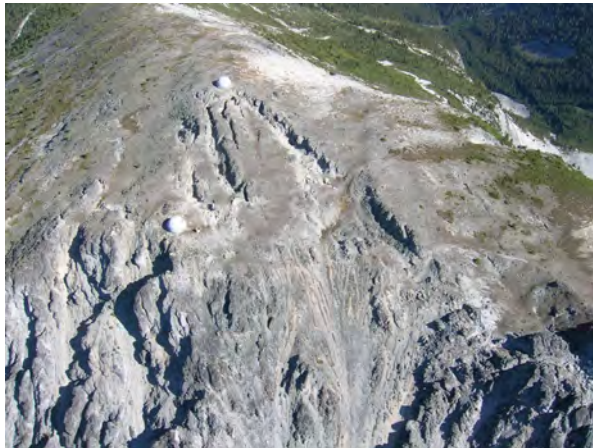


Fig. 6. 7 **Arriba:** Fracturas abiertas en las proximidades de *Misión Ridge, Coast Mountains* de Canadá. Las “pelotas de golf” son puntos geodésicos de ~1 m de diámetro. Notesé que las fracturas no superan los 10 m de longitud y que comenzaron a abrirse después de la instalación de éstos. **Abajo:** Las mismas fracturas vistas desde otra perspectiva en la que se aprecia como la deformación gravitacional afecta a toda la cima del macizo y como la vertiente de la derecha ha colapsado parcialmente.

Uso de los términos “*Sackung*” y DGPL

Algunos autores han equiparado la palabra *Sackung* con “deformación gravitacional profunda de ladera” (Ej.: McCalpin, 1999; Gutiérrez-Santolalla et al. 2005). En la escuela italiana sin embargo, *Sackung* es referido como un subtipo dentro de la DGPL, término usado de forma más general (Ej.: Dramis y Sorriso-Valvo, 1994; Crosta, 1996; Onida, 2001). Así, “*Sackung*” se utiliza cuando el aspecto de la masa afectada es similar al de los casos estudiados por Zischinsky (1966; 1969). Es decir, en los que el abombamiento de la ladera es marcado y la roca presenta discontinuidades (foliación o estratificación) que buzcan hacia el interior del macizo. Para la deformación de rocas cristalinas, en las que el

abombamiento de la parte frontal es menos acusado o no se observa, hay una tendencia a usar el término DGPL.

Otros autores, en especial los que han trabajado en los Montes Cárpatos, no utilizan el término “*Sackung*”. Mahr y Nemčok (1977) utilizan el término DGPL también para referirse a casos de deformación de laderas de rocas más plásticas, muy similares a los descritos por Zischinsky (1969), en los que la mecánica de deformación da lugar a la generación de pliegues en el interior de la ladera en lugar de una zona de fracturación. Mahr (1977) llama la atención sobre este aspecto cuando comenta que, en las laderas de rocas más plásticas, las deformaciones son más expresivas y los desplazamientos observados son mayores.

La limitación de este tipo de deformación con abombamiento acusado de la parte frontal a rocas esquistosas, rocas con foliación metamórfica poco espaciada o rocas sedimentáreas con una estratificación marcada sugiere que el *Sackung* no sea posible en rocas cristalinas. Al menos, no se tiene conocimiento de casos de macizos cristalinos en los que la ladera presente un abombamiento importante. Si se atiende a la mecánica de deformación propuesta por Zischinsky (1969), una ladera de rocas cristalinas con discontinuidades que buzcan hacia el interior del macizo también podría estar afectada por *Sackung*. Sin embargo, las laderas cristalinas no llegan a producir abombamientos considerables. Puede que antes de producirse el abombamiento en estas laderas, se produzca su colapso de forma catastrófica o cambie su morfología debido a las elevadas tasas de erosión en alta montaña.

6.3.2 Clasificaciones existentes

En la literatura pueden encontrarse múltiples propuestas para diferenciar tipos de deformación gravitacional lenta de laderas. A continuación se recogen algunas clasificaciones destacadas.

En los trabajos de Mahr y Nemčok (1977), Nemčok y Baliak (1977) y Mahr (1977) se proponen diferentes mecanismos de deformación según el tipo de litología, distinguiendo entre deformación de rocas metamórficas, ígneas y sedimentáreas. Sin embargo, la revisión de estos trabajos sugiere que los factores principales en el control del tipo de deformación no son los procesos generadores de la roca sino su consistencia y estructura. La clasificación resulta poco útil ya que no atiende a los mecanismos que dan lugar a la deformación que se ha visto en la sección anterior, que pueden encontrarse en mayor o menor medida en cada una de las litologías diferenciadas.

Los trabajos de Varnes (1978) y Bovis (1982) incluyen clasificaciones de la deformación gravitacional lenta de laderas bastante completas, en las que se recogen propuestas de diferentes autores. Si se atiende a la clasificación de movimientos de ladera propuesta por Varnes (1978), la deformación gravitacional lenta quedaría incluida mayoritariamente en los movimientos complejos pero también podría estar representada

Autores	Clasificación	Criterio
Nemčok (1972)	a) Rocas Sedimentáreas <i>Expansión lateral</i> b) Rocas Metamórficas <i>Plegamiento de estratos hacia el valle</i> c) Rocas Cristalinas <i>Movimiento en abanico de bloques</i>	Génesis de la roca. Ésta se asocia a una determinada consistencia y a la existencia de discontinuidades y, por tanto, a determinados mecanismos de deformación (en itálica).
Mahr (1977)	a) Rocas homogéneas <i>Movimiento en bloque</i> b) Rocas heterogéneas b.1 Anisótropas <i>Sackung</i> b.2 Isótropas <i>Movimiento en abanico de bloques</i>	
Varnes et al. (1989)	a) Rocas masivas sobre rocas débiles <i>Expansión lateral</i> b) Rocas metamórficas foliadas <i>Sackung</i> c) Rocas cristalinas fracturadas <i>Deslizamiento profundo de mecánica no clara, flujo plástico</i>	
Bovis (1982)	a) Cabeceo b) Levantamiento diferencial del fondo del valle c) Expansión lateral d) Colapso de la cresta tipo Beck e) Tipo Jahn f) DGPL	Mecanismos de deformación
Cavallini et al. (1987)	a) <i>Sackung</i> b) Expansión lateral c) Deslizamiento d) Deslizamiento + <i>Sackung</i> e) Deslizamiento + Expansión lateral	Mecanismo de deformación. Incluye 5 escenarios litoestructurales
Dramis y Sorriso-Valvo (1994)	a) <i>Sackung</i> b) Expansión lateral de macizos c) Expansión lateral de frentes montañosos	Mecanismo de deformación, contexto geológico y dimensiones
Onida (2001)	a) <i>Sackung</i> b) Expansión lateral c) Movimiento en bloque (colapso de cresta tipo <i>Beck</i>)	Mecanismo de deformación y dimensiones

Fig. 6. 8. Clasificaciones de la deformación gravitacional lenta de laderas según diferentes autores.

por tipos de movimientos simples como la expansión lateral (*lateral spread*) o el cabeceo (*toppling*).

Cavallini et al. (1987), a partir del análisis de 44 casos en Italia, añaden dos tipos más a la clasificación de Varnes (1978) y distingue entre a) *Sackung*, b) expansión lateral, c) deslizamiento (*sliding*), d) combinación de deslizamiento y *Sackung* y e) combinación de deslizamiento y expansión lateral. Además de estos 5 tipos, los autores consideran 5 escenarios litoestructurales diferentes. Entre otras clasificaciones propuestas por autores italianos destacan la de Dramis y Sorriso Valvo (1994) y la de Onida (2001), específicas

para casos de DGPL. Dramis y Sorriso Valvo (1994) proponen distinguir entre a) *Sackung*, b) expansión lateral de crestas montañosas y c) expansión lateral de frentes de cabalgamientos. Según Onida (2001), pueden diferenciarse tres tipos: a) *Sackung*, b) expansión lateral y c) deslizamiento en bloque.

La tabla de la Fig. 6. 8 recoge algunas de las clasificaciones comentadas en esta sección y otras utilizadas por autores citados anteriormente. Aunque las distintas clases reconocidas responden, en la mayor parte de los casos, a tipos de deformación gravitacional lenta de laderas según se ha definido aquí el término, es preciso aclarar que muchos autores clasifican la “deformación gravitacional” sin aclarar ninguna definición o según una definición distinta de la propuesta aquí.

Clasificación de Corominas y García Yagüe

En la comunidad científica española no existe un acuerdo sobre un término que englobe a estas deformaciones lentas afectando a laderas rocosas. La clasificación propuesta por Corominas y García Yagüe (1997) contempla las “deformaciones sin rotura manifiesta o previas a la rotura”, que incluyen varios tipos de deformación considerando mecanismos de rotura frente a los mecanismos de propagación. Esta tipología incluye:

- 1- Reptación por fluencia
- 2- Cabeceo
- 3- Combadura y el pandeo en valle
- 4- Deformación gravitatoria profunda (o hundimiento de ladera)
- 5- Rotura confinada.

“Deformaciones sin rotura manifiesta o previas a la rotura” es el término que mejor se ajusta a la idea de “deformación gravitacional lenta”, aunque no incluye algunos tipos de movimientos de propagación que pueden encajar con la definición propuesta aquí siempre que se produzcan a velocidades bajas. Ejemplo de ello es la expansión lateral.

Clasificación de Hutchinson

Según la definición que se ha propuesto, la deformación gravitacional puede incluir cinco de los ocho tipos diferenciados por Hutchinson (1988) en su clasificación general de los movimientos de ladera: rebote (tipo A. Rebound), reptación (tipo B. Creep), hundimiento o subsidencia de la ladera (tipo C. *Sagging of mountain slopes*), cabeceo (tipo F. *toppling*) y tipos complejos (tipo H. Complex slope movement), en particular H1, pandeo en valle (*valley bulging*) y H2, deslizamiento en bloque (*block type slide*). Para el tipo “hundimiento de ladera”, el autor diferencia varios subtipos en función de la geometría basal de la masa movilizada y de la localización del escarpe de cabecera con respecto a la cima (Fig. 6. 9). La observación de los perfiles de las laderas en algunos de estos casos (Ej.: Biplanar compuesta) está de nuevo en conflicto con el “abombamiento”, que también es una traducción posible de *sagging* y que no parece ser un rasgo común a este tipo. Como se ha comentado anteriormente, la deformación en profundidad de rocas cristalinas masivas no suele estar acompañada de un abombamiento del perfil de la ladera.

Hutchinson (1988) no hace una distinción particular de movimientos lentos ni profundos. Sin embargo, en un trabajo posterior (Hutchinson, 1995), el autor propone que los “movimientos profundos de ladera” pueden definirse como movimientos en los que la profundidad máxima de la masa afectada en la vertical es “considerable”. Este trabajo incluye también movimientos rápidos: los deslizamientos.

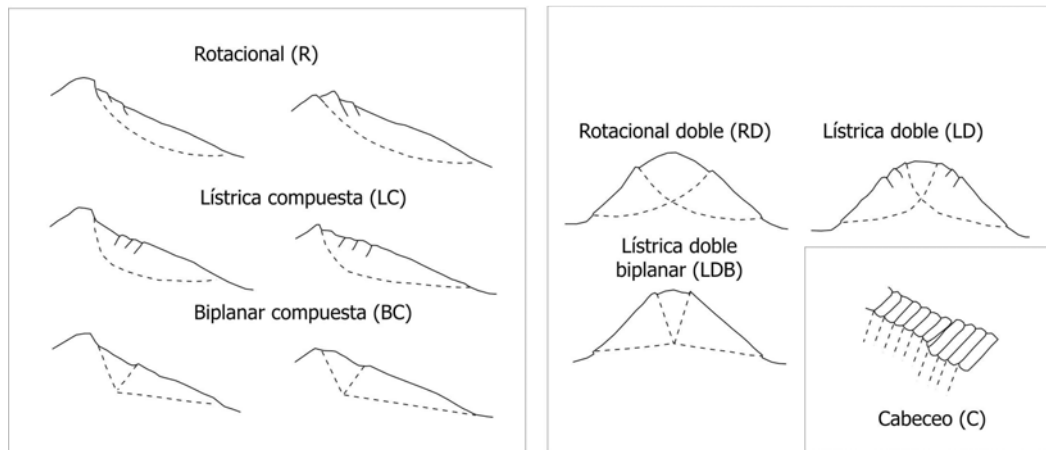


Fig. 6. 9. Tipos de hundimientos de la ladera según la geometría basal de la masa afectada y la posición del escarpe de cabecera con respecto a la cima, tomado de Hutchinson (1988). Nótese que muchas de estas deformaciones no dan lugar a una morfología abombada de la ladera.

A excepción de éstos, el resto de movimientos de ladera asentados en profundidad que el autor comenta corresponden a deformaciones gravitacionales lentas de ladera según la definición propuesta en esta tesis (siguiente sección), y son:

- 1- Reptación asentada en profundidad
- 2- Abombamiento de la ladera
- 3- Cabeceo
- 4- Movimiento en bloque
- 5- Combadura y pandeo del valle
- 6- Deformaciones de bordes de *plateau* formados por estratos rígidos tabulares sobre estratos arcillosos.

Las clasificaciones comentadas en esta sección presentan dificultades debido a que, a menudo, los distintos tipos reconocidos no son excluyentes. De las propuestas para clasificar la deformación gravitacional lenta de laderas que se conocen, ésta se considera la más completa y adecuada ya que reconoce los mecanismos principales de este tipo de deformación sin establecer clases que puedan incluirse unas a otras a excepción de los tipos 5 y 6. Las “deformaciones de bordes de *plateau*” pueden explicarse como una variante de un movimiento de bloque en el que se da flujo de material subyacente. Así mismo, “la combadura y pandeo de valle”, tiene asociado el movimiento en bloque de un material cohesivo suprayacente hacia el centro del valle. Este fenómeno puede reconocerse como un mecanismo complejo que incluye movimiento en bloque y movimiento ascendente en el centro del valle del material plástico infrayacente que, como se ha explicado anteriormente, responde a un movimiento “antigravitacional”. Por ello, no se ha considerado como una clase a diferenciar dentro de la deformación gravitacional lenta de laderas.

6.3.3 Propuesta para la clasificación de la deformación gravitacional lenta de laderas

La Fig. 6. 10 muestra la clasificación de la deformación gravitacional lenta de laderas propuesta en esta tesis a partir de una modificación del trabajo de Hutchinson (1995). Además de la supresión de las clases 5 y 6, se han concretado dos términos; la reptación profunda se ha relacionado directamente con el modelo propuesto por Mahr (1977) para rocas masivas cristalinas y el abombamiento de la ladera con la flexión de discontinuidades propuesta por Zischinsky (1969).

Por último, el término “expansión lateral” se ha preferido al de “movimiento en bloque” por considerarse que remite mejor al fenómeno que tiene lugar mientras que este último se asocia más a movimientos de masa rápidos.

Se reconocen 3 estilos de deformación básicos:

- 1- Deformación gravitacional profunda de laderas (DGPL), en la que se distingue:
 - 1.1 Reptación en profundidad por contracción y cizallamiento.
 - 1.2 Abombamiento por flexión de discontinuidades
- 2- Cabeceo
- 3- Expansión lateral lenta

Todos estos tipos cumplen las 3 características básicas de la deformación gravitacional lenta de laderas: evolucionan a velocidades muy bajas, mantienen la cohesión en bloques de medidas métricas o supramétricas y pueden dar lugar a lineamientos rectilíneos (depresiones alargadas en las crestas, escarpes a favor y contrapendiente).

Estos tipos de deformación pueden ocurrir en cualquier tipo de material consolidado. Las diferencias en comportamiento entre un tipo y otro de lito-estructura hacen que cada mecanismo tenga asociadas una características litoestructurales, comentadas en la Fig. 6. 10. La DGPL y el cabeceo corresponden a uno de los tipos de *Mass Rock Creep* de Chigira (1992), mientras la expansión lateral puede realizarse por reptación pero también por flujo de la capa infrayacente. Los tipos 1.1 y 1.2 son dos formas de DGPL según el término general propuesto por Mahr (1977). La expansión lateral lenta puede también tener un carácter profundo pero no es una característica necesaria en la definición del mecanismo. Se ha denominado “lenta” para reconocer que el mecanismo puede tener lugar también a velocidades medias-altas, propias de deslizamientos.

Por último, el cabeceo es el único tipo que no tiene un carácter profundo; No supera por lo general los 100-150 m según Hutchinson (1995). Corominas (2004) aclara que para muchos autores, el cabeceo es un proceso de degradación de las laderas y no un tipo de movimiento de masa. Por otra parte, la deformación gravitacional *tipo Jahn* (por apertura de fracturas) no se ha querido considerar como un tipo distinto dado que se refiere a la generación de lineamientos paralelos a las crestas pero no remite a un mecanismo específico, y puede caracterizar cualquiera de los tipos considerados en la clasificación de la Fig. 6. 10.

Aunque todos los tipos considerados pueden evolucionar a movimientos de masa más rápidos, esta aceleración es muy característica del tipo 3 (Expansión lateral lenta). A su vez, la expansión lateral puede tener lugar en zonas con una pendiente casi nula, en cuyo caso, aún tratándose del mismo mecanismo, no se consideraría un fenómeno de deformación gravitacional de ladera. En esos casos puede hacerse referencia directa al mecanismo que motiva la deformación como puede ser la expansión de arcillas o la movilización de sales suprayacentes.

Deformación Gravitacional Lenta de Laderas

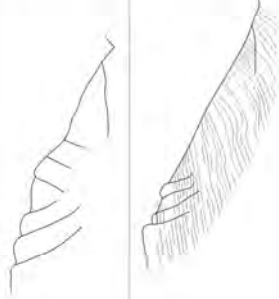


Tipo	Esquema	Comentarios	Términos análogos y referencias
<p>1.1 -Replación, contracción y cizallamiento en profundidad</p> <p>1.2 -Abombamiento por flexión profunda de discontinuidades</p> <p>Profunda de ladera, DGPL</p>		<p>Basado en el modelo conceptual de Menel (1968) y teórico-conceptual de Fieda (1973). Típico de rocas cristalinas. Puede dar lugar al colapso de la cresta tipo Block (1973). Incluye la formación de planos de cizalla.</p> <p>Modelo propuesto por Zischinsky (1966; 1969). Se forma por flexión o plegamiento flexural de discontinuidades que buzan hacia el interior del macizo. Rocas sedimentáreas y metamórficas foliadas. Puede dar lugar a la formación de planos de cizalla.</p>	<p>Mahr (1977) Nemčok (1982)</p> <p>Movimiento de bloques en abanico de Nemčok (1972)</p> <p>En inglés: DSCSD o DGSD.</p> <p>Zischinsky (1966; 1969) Nemčok (1972) Sacklony</p> <p>En inglés: DSCSD o DGSD</p>
<p>2-Cabeceo</p>		<p>Incluye las variantes de cabeceo flexural y cabeceo en bloque. Su viabilidad puede evaluarse mediante el test cinemático de Goodman y Bray (1976). Si se combina con erosión remanente puede dar lugar a un "falso" desplazamiento de la ladera y a un "falso" colapso de la cresta.</p>	<p>Tabor (1971) Bovis (1982), Bovis y Evans (1996)</p> <p>En inglés: <i>toppling</i></p>
<p>3-Expansión lateral</p>		<p>Material rígido dividido en bloques por fracturas subverticales o liséicas. Incluye como variantes las deformaciones de bordes de <i>plateau</i> formados por estratos rígidos tabulares sobre estratos arcillosos, el tipo "lacolite", en el que el material rígido es de naturaleza ígnea y la combadura y pando del valle, en el que la causa de la expansión es el flujo ascendente hacia el centro del valle del material intrayacente debido a la descarga vertical.</p>	<p>Záruba y Menel (1969) Radnечи-Hall et al. (1976; 1978) Malget (1977), Nemčok y Balák (1977) Beget (1985)</p> <p>Tipos H1 (combadura y pando del valle) y H2 (movimiento en bloque) de Hutchinson (1988) y a la deformación de borde de <i>plateau</i> del Hutchinson (1995).</p>

Fig. 6. 10 Clasificación de tipos de deformación gravitacional lenta de laderas elaborada a partir del trabajo de Hutchinson (1995).

6.4. CARACTERIZACIÓN DEL FENÓMENO DE DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL

Como consecuencia del incremento del número de casos documentados de deformación gravitacional lenta de laderas, a partir de los años 70 han proliferado los esfuerzos por explicar en términos mecánicos y cinemáticos la deformación y por acotar los agentes desencadenantes y las dimensiones típicas de las formas generadas. En esta sección se hace una revisión de algunos de los trabajos publicados al respecto, con la finalidad de facilitar el entendimiento de este fenómeno.

6.4.1. Factores condicionantes y desencadenantes

Las causas que dan lugar a la deformación gravitacional lenta de la ladera son comunes a otros movimientos de masa y tienen que ver principalmente con una pérdida de estabilidad de la ladera condicionada por la pendiente, la degradación de la roca y su estructura interna.

La alteración de la roca tiene gran importancia en la viabilidad de los distintos tipos de deformación gravitacional, especialmente cuando ocurre de forma localizada a favor de discontinuidades planares preexistentes. La circulación preferencial de fluidos, la karstificación, los procesos hidrotermales, la expansión por descarga erosiva o la acción hielo-deshielo son algunos de los fenómenos que más contribuyen a la degradación de la roca en alta montaña. Estos efectos son especialmente intensos en zonas de deformación tectónica (Ej.: Parise et al., 1997; Korup, 2004). En contextos con una historia de deformación tectónica reciente, la alteración-fracturación es especialmente intensa en las laderas desarrolladas en los dominios que han experimentado transporte tectónico (Kellogg, 2004). Carraro et al. (2006) proponen la consideración de tres posibles miembros terminales para caracterizar la deformación gravitacional en función de los factores influyentes: disolución en profundidad, tectónica activa y contexto estructural.

Quizá el factor influyente más evocado sea la deglaciación. Los glaciares contribuyen de dos maneras a la deformación gravitacional lenta de laderas. Por una parte dan lugar a la acentuación del relieve (aumento de la energía potencial), que se produce de forma paulatina a lo largo de múltiples ciclos en los que se alternan sistema glacial y fluvial/aluvial. Por tanto determinan una elevada pendiente de la ladera (factor condicionante). Por otra parte, la desaparición del hielo de los valles supone una descarga que conlleva un cambio en el estado de esfuerzos en las laderas. La disminución de los esfuerzos laterales/verticales da lugar a fenómenos de deformación gravitacional a la vez que también es responsable de la recuperación elástica de la corteza, de la que se hablará en la próxima sección.

Los factores desencadenantes de las deformaciones gravitacionales lentas de ladera más evocados en la literatura coinciden por los numerados por Mahr (1977) y son:

- a) la liberación de esfuerzos tectónicos residuales.
- b) la expansión de las laderas tras la descarga glacial o descarga de roca asociada con la incisión del valle.
- c) la liberación de energía relacionada con una sacudida sísmica.
- d) las anomalías climáticas, como un periodo de fuertes lluvias que conlleva cambios rápidos en el nivel freático o la saturación y la circulación de fluidos a través de las discontinuidades del interior de la ladera.

e) los cambios en la base de la ladera debidos a la acción antrópica.

Tabor (1971) llama la atención acerca de una mayor concentración de los escarpes por encima de la línea del bosque (*timberline*) y atribuye este hecho a la degradación de la roca por la acción hielo-deshielo en las fracturas en esta zona. A estos aspectos se añade la consideración hecha por algunos autores (Varnes, 1978; Schimizu et al., 1980; Soeters y Rengers, 1983; Dramis et al., 2002) acerca de una rápida incisión fluvial como causa de la pérdida de inestabilidad. Soeters y Rengers (1983) documentan dos casos de *Sackung* en materiales más consistentes que se desestabilizan al estar dispuestos sobre otros menos cohesivos en los que se produce una sobreexcavación fluvial. Dramis et al. (2002) destacan que la sobreexcavación de la base de las laderas de carácter antrópico puede ser desencadenante de la deformación gravitacional.

Otro factor desencadenante de la deformación gravitacional en relación con la acción antrópica es la alteración del nivel freático mediante la sobreexplotación de acuíferos (Dramis et al., 2002) o la implantación de embalses. Estos últimos pueden repercutir en la estabilidad de las laderas tanto en la zona ocupada por el agua como aguas abajo (Patton y Hedron, 1974). El deslizamiento de Vaiont, en Italia (Broili, 1967; Hedron y Patton, 1985; Gómez, 2007) es un ejemplo de desenlace catastrófico de un caso de deformación gravitacional lenta de laderas por intervención antrópica. El deslizamiento de 270 hm³ de ladera hacia el valle produjo el vaciado instantáneo de la presa mediante la generación de un *tsunami* aguas abajo y tuvo como consecuencia la muerte de cerca de 2000 personas en el año 1963. Antes de que esto ocurriera, un “paleodeslizamiento” había sido identificado en la ladera afectada. Tanto la morfología como la disposición estructural previa a la rotura sugieren que la ladera estuviera experimentando deformación gravitacional lenta a modo de *Sackung*.

Sacudidas sísmicas

Respecto a la energía sísmica necesaria para generar o activar la deformación gravitacional, Keefer (1994) establece que ha de corresponder a la generada por terremotos de $M_w \sim 7$, superior a la $M = 5-6$ de los sismos a los que Beck (1968) hace alusión. Recientemente, se han documentado casos de actividad o incluso de nueva generación de *Sackungen* en relación a terremotos de $M_w = 5,7$ y $M_w = 6$ (Moro et al., 2007). La amplificación topográfica de las ondas sísmicas en las crestas (Paolucci, 2002) es un importante **efecto de sitio** a tener en cuenta. Un análisis de la relación entre sismicidad y deformación gravitacional que tenga en cuenta esta amplificación y la diferente respuesta de los materiales que forman la ladera podría mostrar como se generan *Sackungen* en unas laderas y no en otras en función de la orientación de éstas con respecto a la dirección de propagación de la onda sísmica. La reactivación durante eventos sísmicos se ha constatado mediante la observación directa en los reconocimientos de campo tras la sucesión de terremotos en varias localidades (Ej.: Dramis y Sorriso-Valvo, 1983; Blumetti et al. 1990; Moro et al., 2007) y se ha asociado a eventos históricos mediante estudios paleosismológicos (Ej.: Blumetti, 1995).

Para Turnbull y Davis (2006), las sacudidas sísmicas son el factor desencadenante más frecuente de la DGPL cuando ésta ocurre en las partes altas de la ladera y en terrenos no-volcánicos. La variación en presión de fluidos como factor desencadenante, según los autores, es más factible en la parte inferior de la ladera que en la cresta. Lo mismo ocurre en relación a los esfuerzos diferenciales que afectan a la roca tras la retirada glaciaria, que son mayores en el fondo de los valles (Agustinus, 1995).

Estudio mediante el análisis de la frecuencia

En la última década, la incorporación de los sistemas de información geográfica (SIG) ha permitido analizar la distribución de cientos de DGPL en Italia, estableciendo relaciones entre éstos y sus factores condicionantes (tipo de litología, pendiente, la orientación de la ladera, etc.) (Dramis et al., 2002), por una parte, y la relación con posibles factores desencadenantes como la máxima aceleración sísmica registrada en la zona (Cavallini et al. 1987) o la pluviometría de una región (Dramis et al., 2002).

Un estudio realizado en las Montañas de San Gabriel (California, EE. UU.) por McCalpin y Hart (2002) muestra que la concentración de deformaciones gravitacionales lentas de ladera, como ocurre con muchos otros movimientos de masa, aumenta en las proximidades de fallas sismogénicas. Aunque es muy probable que la liberación de energía sísmica juegue un papel fundamental, la degradación preferencial de estas zonas también puede ser responsable de la alta frecuencia de casos. En este sentido, Parise et al. (1997) analizan una zona del macizo de Aspromonte (Italia) en la que los movimientos de masa y los *Sackungen* ocurren en relación a zonas de cizalla tectónicas a favor de las cuales ha tenido lugar un levantamiento importante y un reajuste gravitacional, con una consecuente meteorización preferencial. Por otra parte, Korup (2004) destaca que, en la zona de la falla Alpina en Nueva Zelanda, el debilitamiento de la roca por causas tectónicas da lugar a una degradación preferencial de esa zona que conlleva a su vez un mayor encajamiento de la red fluvial y una alta concentración de movimientos de masa, entre los que contempla la deformación gravitacional lenta de laderas. El autor sugiere así que haya una retroalimentación entre los movimientos de masa y el aumento de la erosión y la degradación preferencial en estas zonas.

En cualquier caso, el análisis de la distribución de la deformación gravitacional lenta de laderas con relación a las características sismotectónicas y morfotectónicas se presenta como una herramienta muy valiosa allí donde la sismicidad es moderada-baja y la actividad sismogénica de estructuras concretas es difícil de establecer. Un ejemplo de ello es el trabajo de Cadoppi et al. (2007) en el valle de Susa (Alpes italianos occidentales). Los autores han establecido una relación entre el desencadenamiento y la direccionalidad de la DGPL, por una parte, y el levantamiento diferencial de bloques o dominios limitados por fallas por otra. El trabajo incluye un análisis de los lineamientos rectilíneos basado en la interpretación de fotografías aéreas y de satélite. Los autores proponen la existencia de un fuerte control litoestructural en los diferentes tipos de deformación gravitacional en la región, que se agrupan en diferentes dominios tectónicos. El control litoestructural en el tipo de movimiento de masa también ha sido constatado mediante el estudio de un gran número de casos en la zona occidental de los Cárpatos de la República Checa por Ondrášik (2002), quien llega incluso a proponer una relación entre mecanismo de deformación y unidad tectónica.

Otro estudio de la distribución espacial interesante es la supuesta relación entre lineamientos rectilíneos y ciertas formas glaciares. En la literatura se encuentran relaciones tanto consecuentes como causantes; Jarman (2006) propone una relación entre la localización de divisorias de aguas principales y pasos de transfluencia y difluencia glaciar y la localización de deformaciones gravitacionales en las *Highlands* de Escocia. Para explicar el porqué de la asociación, el autor sugiere que tenga que ver con una mayor descarga erosiva y un mayor espesor del glaciar en estas zonas. Por otra parte, Turnbull y Davis (2006) proponen la deformación gravitacional en la zona de cumbres como mecanismo generador de zonas de acumulación de nieve en áreas en las que los circos

glaciares tienen dimensiones mayores a las esperables según las tasas de erosión cuaternaria en la región.

Los estudios comentados ayudan a caracterizar las deformaciones gravitacionales lentas de ladera en determinados contextos. No obstante, su carácter local reduce la aplicabilidad de las relaciones causa-efecto a otros contextos, por lo que varios autores (Jarman, 2006, Turnbull y Davis 2006) han destacado la necesidad de estudios comparativos entre diferentes regiones del planeta.

6.4.2. Aspectos estructurales y geomecánicos

Avances en la caracterización estructural

Inspirado en el test de Goodman y Bray (1976), Bovis (1982) desarrolla un test cinemático para probar la viabilidad del mecanismo de cabeceo, en el que se consideran el buzamiento de la ladera y el ángulo de fricción de la roca, y lleva a determinar en qué discontinuidades puede tener lugar el cabeceo. Bovis (1982) y Bovis y Evans (1996) estudian en detalle la orientación de las discontinuidades y las propiedades geomecánicas a lo largo varias laderas deglaciadas en las *Coast Mountains* (Costa pacífica de Canadá, Fig. 6. 11) comprobando que el cabeceo era el responsable de la formación de una serie de escarpes a contrapendiente. El cabeceo de discontinuidades paralelas en la ladera también implica el deslizamiento entre capas (*frictional sliding*), por lo que Bovis y Evans (1996) lo incorporan al test cinemático.

El trabajo de Chigira (1992) supone una aportación muy importante al conocimiento de la mesoestructura y la microestructura de la reptación de la masa rocosa (*Rock Mass Creep, RMC*). El autor propone criterios estructurales y morfológicos para diferenciar pliegues y fallas inducidas por la gravedad de aquellas formas relacionadas con fuerzas tectónicas. Chigira (1992) también caracteriza los distintos estilos de deformación en función del espaciado entre discontinuidades, su buzamiento y su orientación con respecto a la ladera.

Otro trabajo que establece relaciones entre anisotropías estructurales y tipos de deformación es el de Margielewski (2006), en su estudio de numerosos casos en los Montes Cárpatos de Polonia. El autor reconoce que la superficie de deslizamiento de los casos de DGPL estudiados puede estar o no controlada estructuralmente. La formación de esta superficie puede ir precedida de *bending* si la roca es plástica o de reptación (*rock flow* o *creep*) en rocas más cohesivas. La reptación, según Crosta (1996) puede tener lugar según una dilatación elástica, plástica o inelástica de la roca.

Modelos de deformación

Modelos teóricos y numéricos

En los años 60, Terzaghi (1962), Zischinski (1969) y Mencl (1968), entre otros autores, ya habían comenzado a proponer modelos explicando los diferentes tipos de movimientos que podían tener lugar en los deslizamientos gravitacionales. Según Terzaghi (1962), estos movimientos no debían ser denominados deslizamientos ya que ocurrían por reptación. El modelo de Mencl (1968) ha sido citado y mejorado sucesivamente en trabajos posteriores (Mahr, 1977; Savage y Varnes 1987; Hutchinson, 1988).



Fig. 6. 11 Foto de múltiples escarpes en las Coast Mountains. Los escarpes de la izquierda están afectados por cabeceo y el escarpe de la derecha corresponde al escarpe de coronación de un gran movimiento de masa hacia la izquierda (fotografía cedida por S. Evans).

La modelización numérica del estado de esfuerzos en las laderas rocosas y fondos de valles se comenzó a desarrollar en los años 70 (Ej.: Sturgul y Grinshpan, 1975; Radbruch-Hall et al., 1976; Kolhbeck et al., 1979). Savage and Varnes (1987) y Varnes et al. (1989) proponen un modelo basado en la deformación plástica de la ladera rocosa (Fig. 6. 12). Considerando la desestabilización de la ladera ante su propio peso y usando el criterio de ruptura de Coulomb, Varnes et al. (1989) modelizan la deformación gravitacional en un macizo simétrico. La localización de los escarpes y la cinemática de la deformación se calculan teniendo en cuenta un medio homogéneo e isótropo. Según estos autores, la profundidad de la deformación varía en función de la pendiente; la cohesión interna de la roca y la presión de fluidos juegan papeles determinantes.

Con el paso de los años, la modelización ha mostrado la influencia de las características estructurales y geomecánicas en el desarrollo de la forma de los valles (Augustinus, 1995; Brook et al., 2004) y en el desencadenamiento de determinados tipos de deformación gravitacional en ellos. Muestra de ellos son los trabajos realizados por Agliardi et al. (2001), Zanchi et al. (2003), Ambrosi y Crosta (2006a y b) y Hürlimann et al. (2006) entre otros. En estos trabajos se parte de modelos de elementos finitos y se reconoce la importancia de considerar la componente tectónica horizontal y vertical, el efecto de la variación de la presión de fluidos y las velocidades de carga y descarga de volúmenes de roca o de hielo glaciar. Según el modelo de Ambrosi y Crosta (2006a), la presencia de discontinuidades y de agua subterránea en la roca es requisito para que se produzca la DGPL.

El efecto de la topografía en la definición del estado de esfuerzos es considerado por algunos autores como determinante. Kinakin y Stead (2005) realizan un análisis bidimensional continuo considerando un comportamiento elastoplástico de la ladera. En este trabajo se analiza como cambia la distribución de esfuerzos según el esfuerzo tectónico y en función de la geometría y las características geomecánicas del macizo, permitiendo predecir el tipo de mecanismo de deformación más factible (reptación, deslizamiento, cabeceo, etc.). La modelización muestra cómo bajo determinadas circunstancias, la reactivación de antiguas discontinuidades tiene lugar bajo esfuerzos tanto tensionales como compresivos y tanto verticales como horizontales (Fig. 6. 13). Si bien los esfuerzos dominantes son gravitacionales, para geometrías típicas de valles deglaciados con diferente desnivel a un lado y otro de la divisoria, la zona donde se concentran los escarpes a contrapendiente puede estar dominada por esfuerzos perpendiculares a la ladera (antigravitacionales) que pueden dar lugar a movimientos ascendentes en algunas zonas.

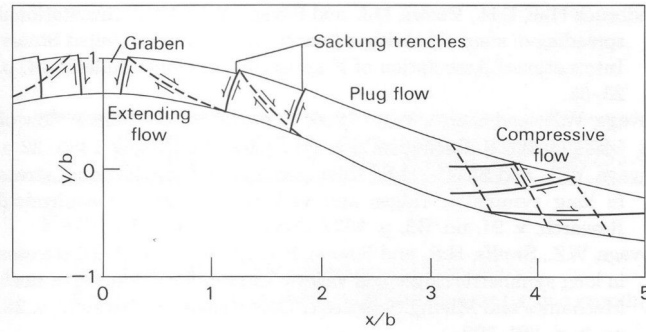


Fig. 6. 12 Modelo de flujo de Savage y Varnes (1987) en el que se muestran las zonas de la ladera donde se espera flujo y se indican los sentidos de cizalla predecibles. X e Y son la altura y la longitud del corte normalizadas con respecto al desnivel (b).

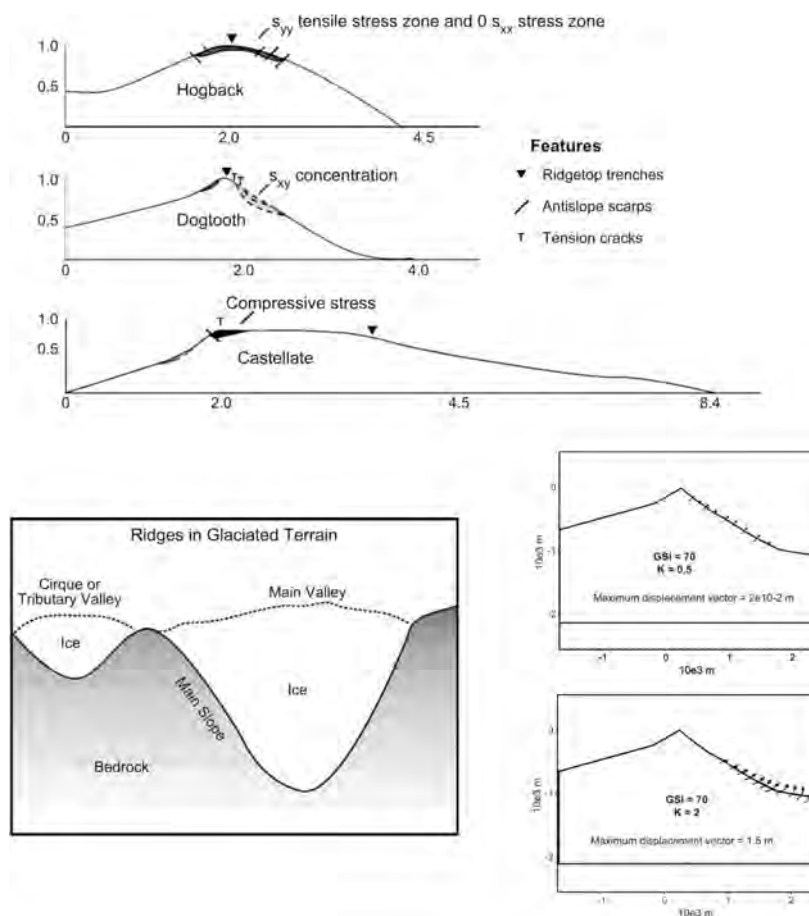


Fig. 6. 13 Figuras tomadas de Kinakin y Stead (2005). **Arriba:** Distribución de los esfuerzos en macizos de distinta geometría (esfuerzo tectónico horizontal $K=0,3$) representada en perfiles topográficos normalizados, con las zonas típicas de localización de *Sackung* sombreadas. **Abajo:** La geometría en “diente de perro” característica de macizos que separan valles de diferente altitud (**izquierda**). Distribución de esfuerzos en este tipo de macizos representada en perfiles topográficos idealizados. La modelización numérica indica que un esfuerzo tectónico de $K=2$ puede llegar a generar desplazamientos de 1,5 m en la parte inferior de la ladera (**derecha**).

Modelos analógicos

La modelización física de la deformación gravitacional lenta de laderas ha sido implementada por Bachmann et al. (2004; 2006) y Chemenda et al. (2005) mediante el desarrollo de modelos analógicos con materiales elasto-frágil-plásticos (*elasto-brittle-plastic*) sometidos a una aceleración vertical que simula el efecto de la gravedad. Los experimentos muestran la importancia de trabajar con modelos más realistas que reflejen mejor la orografía, no considerando macizos aislados sino situados entre otros macizos de orientación paralela o perpendicular (Bachmann et al., 2006). Chemenda et al. (2005) establecen que la incorporación en el modelo de una discontinuidad con un fuerte buzamiento hacia el interior del macizo y que aflore cerca de la cresta, da lugar a desplazamientos del bloque superior a modo de falla normal muy superiores a los que se producen por nueva generación de fallas (Fig. 6. 14). Estos desplazamientos a favor de la falla producen un prominente escarpe. En profundidad, la falla se une a una zona neoformada de deformación basal (zona de microfallo) con un leve buzamiento hacia la ladera opuesta. En esta otra ladera también se generan deformaciones de menores dimensiones a modo de escarpes a contrapendiente. La zona de microfallo recuerda al concepto propuesto por Mahr (1977) (Fig. 6. 5) acerca de la existencia de una zona de deformación por *creep* que actúa a modo de “superficie” de deslizamiento difusa. La geometría del conjunto es similar a la de uno de los tipos de DGPL propuesto por Nemčock (1982) en macizos cristalinos y se ajusta al tipo de deslizamiento *CB-sagging* (hundimiento con base bi-planar compuesta) propuesto por Hutchinson (1988) (Fig. 6. 9).

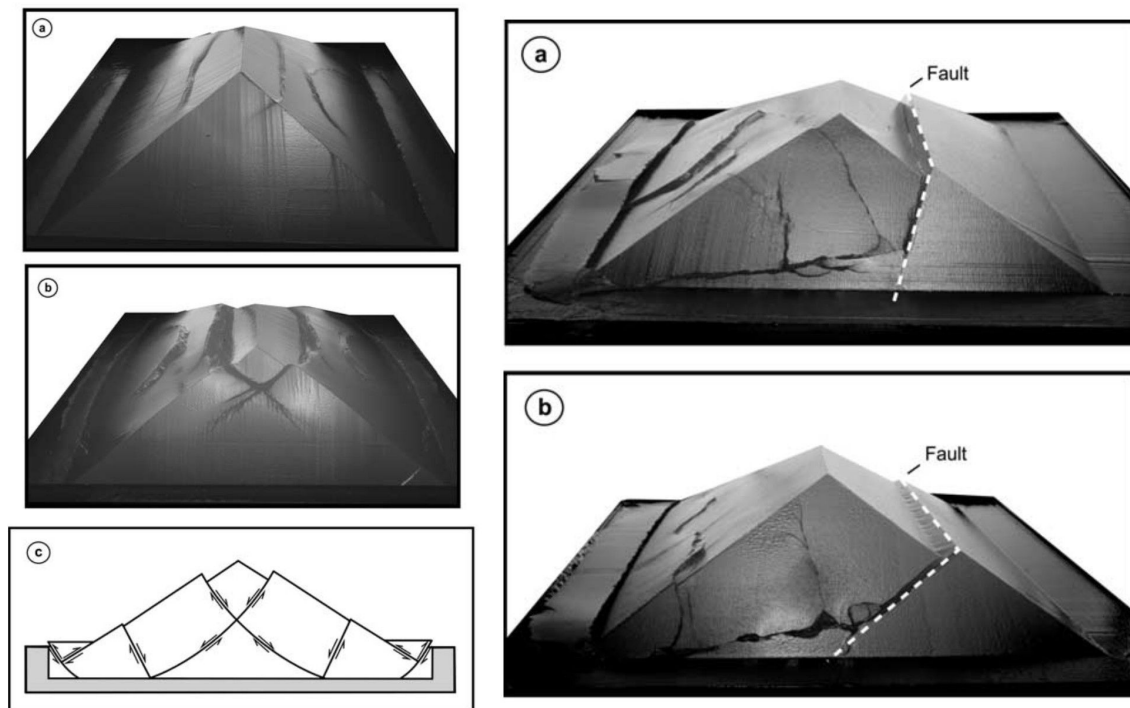


Fig. 6. 14 Modelización analógica de la DGPL realizada por Chemenda et al. (2005). Deformación observada en un modelo homogéneo (**izquierda**). La incorporación de una discontinuidad vertical que buza hacia el interior del macizo conlleva la generación de escarpes con mayor desplazamiento asociado y la formación de una superficie basal de deslizamiento hacia la ladera opuesta (**derecha**).

6.4.3. Tasas y estilos de deformación observados

Durante los últimos 30 años, se han realizado esfuerzos para determinar la cinemática y la cronología de la deformación activa mediante la observación directa y la prospección. La mayor parte de los casos estudiados corresponden a ejemplos claros de deformación gravitacional profunda de laderas.

Sondeos y prospecciones

La observación directa de las deformaciones producidas en infraestructuras (tuberías, sondeos etc.) que atraviesan laderas afectadas por deformación gravitacional ha permitido a diversos autores obtener cronologías, tasas y estilos de deformación. Por otra parte, son varios los ejemplos de deformaciones gravitacionales que han sido monitorizadas mediante la medida periódica de inclinómetros y extensómetro dispuestos en sondeos (Ej. Moore et al., 1992; Noverraz 1996; Bukovanský y Major, 2002). Las medidas comentadas por Noverraz (1996) muestran desplazamientos diferenciales entre la parte superior y la inferior de la ladera que alcanzan tasas de 60 cm/a (Noverraz, 1996) y sugieren que la deformación puede ocurrir tanto por reptación como por deslizamiento.

El uso de técnicas geofísicas de prospección del subsuelo ha ayudado a caracterizar las geometrías y el alcance de las deformaciones gravitacionales; la sísmica de reflexión, ha permitido a Ferrucci et al. (2000) y a Krejčí et al. (2002) estudiar varios casos de DGPL en Calabria (Italia) y los Cárpatos Orientales (República Checa) respectivamente mientras que la técnica magnetoteléfica ha sido utilizada por Lebourg et al. (2005) para determinar la geometría de algunas zonas de ruptura del deslizamiento de *LaClapier* (Alpes franceses). Brückl et al. (2004) han combinado sondeos y prospección sísmica con el estudio geomorfológico del deslizamiento gravitacional de "*Hochmais-Atemkopf*", en los Alpes austriacos. Todos estos ejemplos corresponden a tipos de *Sackung* de morfologías claras en los que no se ha planteado otro origen que el gravitacional.

Topografía de alta precisión

Las técnicas de levantamiento topográfico de alta precisión (laser, GPS) y la fotogrametría se comenzaron a utilizar en Suiza en los años 80 para obtener vectores y tasas de desplazamiento de las laderas. Según Noverraz (1996), el movimiento de la masa rocosa puede incrementar hacia la parte baja de la ladera o ser uniforme de arriba a abajo. Estas observaciones llevaron a Noverraz (1996) a cuestionar la validez del concepto de DGPL alegando que en la mayoría de los casos existía una superficie de deslizamiento basal preexistente. Los movimientos relacionados con la deformación gravitacional, según el autor, están típicamente caracterizados por vectores que buzan más que la pendiente y en el mismo sentido en las partes altas mientras que, cerca del fondo del valle, son horizontales. En estos trabajos se llegaron a identificar movimientos en laderas que no tenían ninguna evidencia superficial de deformación. Otros monitoreos han sido realizados por Bovis (1990) y Bovis y Evans (1996) en las *Coast Mountains* (Costa Pacífica de Canadá) cubriendo periodos de observación de 7 y 4 años, respectivamente, y por Varnes et al. (1990; 2000) sobre la base de medidas hechas desde 1975 a 1999 en *Bald Eagle Mountain* (Colorado, EE. UU.). Las tasas de desplazamiento obtenidas en estos trabajos oscilan entre 40 y 3 mm/a (los máximos desplazamientos horizontales son de 40 mm/a hacia el valle y los máximos verticales de 10 mm/a hacia abajo). En los últimos años algunos autores han hecho uso de la interferometría de imágenes radar de satélite (*SAR interferometry*) para la estimación de los desplazamientos en superficie. Ambrosi y Crosta (2006a), en un estudio de varios casos de DGPL en los Alpes italianos centrales,

detectan con esta técnica velocidades de hasta 24 mm/a y en algunos casos, una tendencia decreciente de las velocidades en la vertical hacia las partes inferiores de la ladera.

Excavación de trincheras y obtención de edades de exposición.

La motivación principal de la excavación de trincheras al pie de lineamientos rectilíneos ha sido el estudio de la cronología, de las tasas de desplazamiento y del estilo de la deformación activa. Para ello se ha hecho uso de técnicas típicas de la paleosismología (Blumetti, 1995; McCalpin, 1996; Onida et al. 2000; 2001). A menudo, estas excavaciones se han hecho con el fin de aclarar la naturaleza gravitacional frente a la neotectónica de los escarpes estudiados (Ej.: Psutka et al., 1995; Bovis y Evans, 1996; McCalpin e Irvine, 1995; Thomson, 1996; Thomson et al. 1997a y b; McCalpin y Hart, 2002; Gutiérrez et al., 2007) o han planteado que las sacudidas sísmicas puedan ser los desencadenantes más probables del movimiento (Ej.: Nolan y Weber, 1998; McCalpin, 1999b; Gutiérrez-Santolalla et al., 2005).

Otra técnica para establecer la cronología y el estilo de la deformación es la obtención de las edades de exposición tanto del eskarpe-plano de falla como de los elementos desplazados. La técnica, también conocida como datación mediante isótopos cosmogénicos, ha sido aplicada en esta tesis. Los detalles del estudio piloto realizado en un eskarpe del macizo vienen recogidos en la sección 8.2. Los trabajos realizados por Bigot-Cormier et al. (2005) y por Hippolyte et al. (2006a) en dos casos de deformación gravitacional en los Alpes franceses proporcionan cronologías de deformación coherentes con la retirada glaciaria; Bigot-Cormier et al. (2005) obtienen edades de exposición que sugieren la actividad episódica del Sackung de *LaClapier* en relación a diferentes periodos de deglaciación mientras que Hippolyte et al. (2006a) concluyen que la actividad a favor de un eskarpe a contrapendiente estudiado en el macizo de *Aiguilles Grives* tuvo lugar de forma concentrada (en 3.8 ka) tras la deglaciación y hace más de $8,8 \pm 1,9$ ka.

6.5 EFECTOS DE LA DESCARGA SUPERFICIAL EN LA VERTICAL (EFECTOS POSTGLACIARES)

La idea del levantamiento diferencial en los valles comentada en la sección 6.2.1. ha sido revisada considerando la respuesta elástica de la parte superficial de la corteza tras la descarga glaciaria (Jarman, 2006; Ustaszewski et al., 2008). Para explicar la actividad de fallas subverticales, Ego et al. (1996) y Persaud y Pfiffner (2004) también se remiten a la respuesta elástica de la corteza, aunque en estos casos se calcula la deflexión producida a gran escala, por lo que la respuesta tiene una longitud de onda de cientos de kilómetros y no produce respuestas diferenciales a escala de un valle.

El efecto de flexión y recuperación de la corteza elástica (*elastic rebound*), es distinto al de la compensación isostática que implica una respuesta conjunta de toda la litosfera ante la descarga de roca (Ej.: por desmantelación tectónica o por erosión) o hielo (ante la fusión de grandes casquetes). Para diferenciar un proceso de otro se ha optado por distinguir a) la compensación isostática de b) la recuperación elástica de la corteza (“efectos postglaciares” según Ustaszewski et al., 2008). La compensación isostática asociada al glaciario suele relacionarse con una transmisión de la carga hasta el manto superior e incluso hasta la astenosfera. Por ello, salvo en contextos de corteza o litosfera adelgazada, requiere variaciones de carga mucho mayores a las producidas por glaciares de valle y produce movimientos verticales de repercusión regional. Estos fenómenos también pueden ser

causados por procesos erosivos a más largo plazo, en cuyo caso no recibirán el calificativo de “postglaciar”.

Los efectos corticales relacionados con el retroceso glaciar que dan lugar a movimientos verticales ascendentes y son capaces de reactivar fallas subverticales pueden resumirse en:

- a) Compensación isostática de la corteza o la litosfera.
- b) Recuperación o flexión elástica de la corteza (*elastic rebound*)
 - b.1) De longitud de onda menor (Superficial, el efecto puede darse a escala de un solo valle)
 - b.2) De longitud de onda mayor (Profunda, el efecto se ha a escala de una cordillera)

Thorson (2000) considera que a escala temporal cuaternaria, la compensación isostática y la recuperación elástica de la corteza tras el deshielo pueden ser consideradas como parte del régimen tectónico en función del contexto geodinámico. En márgenes activos, donde las tasas de deformación causada por efectos postglaciales son comparables a las que resultan de la dinámica de placas (10^{-14} a^{-1}), estos efectos han de considerarse como parte del régimen tectónico. En cambio, en contextos intraplaca, si los esfuerzos dominantes que determinan la deformación estructural se deben al reajuste postglaciar, dichos esfuerzos no deben ser considerados como tectónicos sino como modificadores de un régimen tectónico caracterizado por tasas de deformación bajas (10^{-16} a^{-1}). Puesto que los Pirineos corresponden a un contexto intraplaca, en esta tesis los efectos postglaciares no se consideran parte del régimen tectónico. Sin embargo, la posible compensación isostática asociada al encajamiento de la red de drenaje cuaternaria (capítulo 9), dado que estará caracterizada por tasas de levantamiento muy bajas, sí puede considerarse como parte del régimen tectónico.

6.5.1. Los efectos de descarga en contextos intramontañosos

Compensación isostática a nivel cortical o litosférico

El reajuste isostático o compensación isostática que afecta a la totalidad de la litosfera o de la corteza puede ser el principal factor de control de fallas activas en regiones donde se han desarrollado grandes casquetes de hielo o el espesor de hielo ha sido suficiente en relación a los espesores corticales. Este efecto ha de ser considerado en la determinación del origen de los lineamientos rectilíneos en zonas de alta montaña en regiones ocupadas en el pasado por casquetes glaciares de grandes dimensiones (Ej.: *Coast Mountains* de Canadá o Fenoscandia). El efecto en la actividad de dos fallas neotectónicas en Fenoscandia ha sido estudiado por Dehls et al. (2000), quienes documentan tasas de deformación que alcanzan los 2,5 mm/a. Una de estas fallas, la falla *Nordmannvikdalen* (en Noruega), atraviesa zonas de relieve importante y presenta una morfología muy similar a la de los lineamientos rectilíneos producidos por deformación gravitacional lenta de laderas. Los autores consideran que sus tasas de desplazamiento, en torno a 2, 5 mm/a, debieron de ser mucho mayores durante la deglaciación y que su génesis es producto de la actividad tectónica además del reajuste isostático. En oposición a este ejemplo, Firth y Stewart

(2000) consideran que, debido a las pequeñas dimensiones del casquete glaciar que se desarrolló en las Highlands de Escocia, la compensación isostática postglacial no puede explicar por sí sola los desplazamientos de varios metros observados en fallas a contrapendiente localizadas en las laderas. Los autores se remiten al modelo de flexión de la cobertera de Ego et al. (1996), que se explica a continuación, y a la deformación gravitacional lenta de laderas como posibles causas.

Stewart et al. (2000) presentan una síntesis completa de los efectos de los casquetes glaciares en la deformación activa, que se resumen en el esquema de la Fig. 6. 15. No se ha querido dedicar más atención a la compensación isostática ya que en los Pirineos los glaciares cuaternarios no alcanzaron dimensiones comparables a estos casquetes y, por tanto, no están afectados por estos fenómenos.

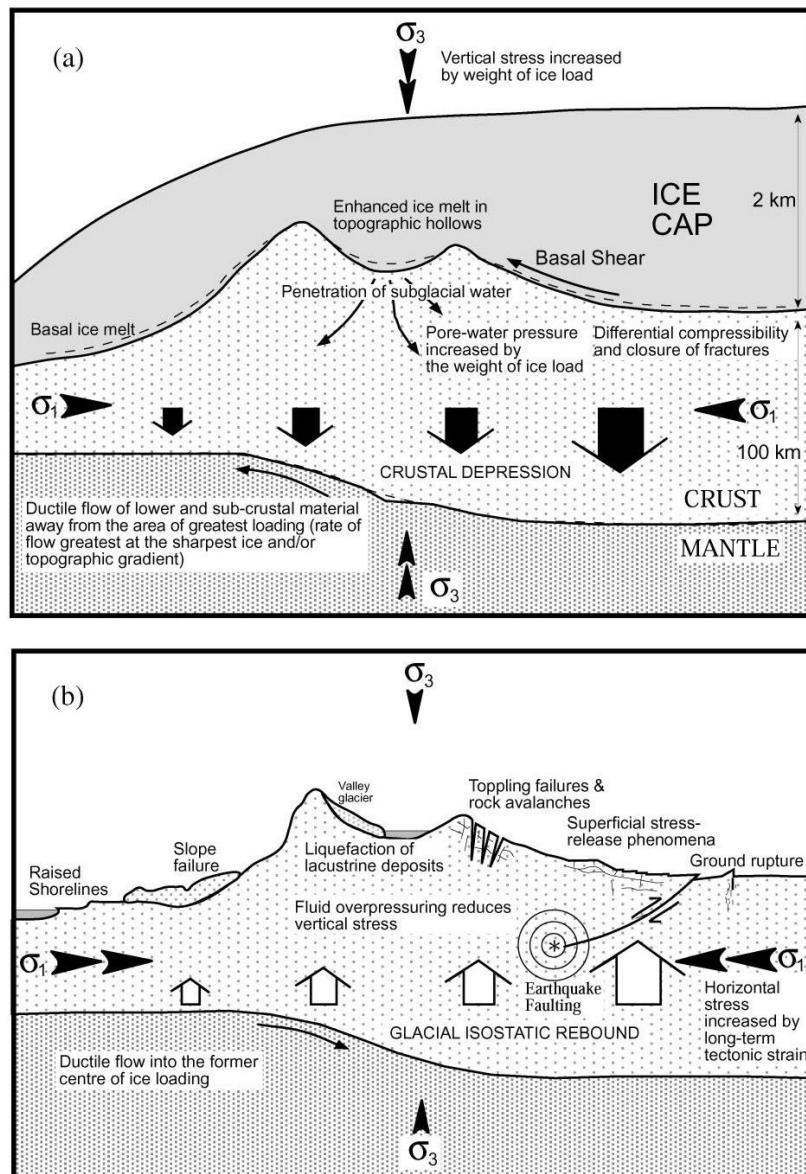


Fig. 6. 15 Efectos de la carga (arriba) y descarga (abajo) glacial en la corteza en un contexto de régimen de esfuerzos compresivo. Nótese que la escala vertical está más exagerada para el espesor cortical (~100 km) que para el casquete glaciar (~3 km). Tomado de Stewart et al.(2000), que a su vez modifica un esquema de Muir-Wood (1989) y de Fenton (1992).

Modelos de recuperación elástica de la corteza

La respuesta elástica de la parte superficial de la corteza (primeros 10-30 km) tiene lugar ante cargas mucho menores que la respuesta por compensación isostática. Se han elaborado modelos de análisis bidimensional a dos escalas muy distintas: los que consideran la deflexión a escala kilométrica (Ego et al. 1996; Ustaszewski et al., 2008) por un lado, y otros en los que se calcula la respuesta a lo largo de miles de kilómetros (Eg; Persaud y Pfiffner, 2004; Champagnac et al., 2007; Ustaszewski et al., 2008). De estos modelos, sólo el de Ustaszewski et al. (2008) evalúa el levantamiento diferencial del fondo del valle con respecto a las cumbres. Este efecto es comparable al *valley rebound* comentado anteriormente (sección 6.2.1), producido en los valles ante la descarga de roca. A diferencia del *valley rebound*, que ha sido observado principalmente en rocas estratificadas subhorizontales, el levantamiento asociado a la flexión elástica de la corteza requiere la presencia de discontinuidades subverticales y tiene un alcance de mayor profundidad.

Modelo de Ego et al.

Ego et al. (1996) calculan la deflexión producida por la instalación y desaparición de un casquete glaciar en un *plateau* de pequeñas dimensiones (15 km de largo y 4 km de ancho aproximadamente) situado en Billecocha, en los Andes ecuatorianos. Para ello consideran un modelo constituido por una capa superficial de comportamiento elástico (cobertera) situada sobre una zona en profundidad de comportamiento visco-plástico (basamento). La instalación del casquete glaciar sobre el *plateau* implica la flexión de cobertera y basamento y la acumulación de esfuerzos en la base de la cobertera como consecuencia de las propiedades elásticas de ésta. La rápida descarga vertical por la fusión del casquete glaciar (120 m de espesor de hielo que desaparece en 2000 años), genera una respuesta visco-plástica en el basamento que, acompañada de la liberación de los esfuerzos acumulados en la interfaz, explica la formación de los escarpes de 2,5 m de altura en fallas de ~ 10 km (Fig. 6. 16). El caso concreto del *plateau* es difícilmente extrapolable a los contextos en los que se observan lineamientos rectilíneos en alta montaña, ya que conlleva que dos de los bordes del modelo son límites libres en la superficie, condición que facilita el desplazamiento a favor de la estratificación (planos preferenciales subverticales). A su vez, la disposición subvertical de la estratificación juega un papel decisivo en la activación de las fallas. Sin embargo, un aspecto clave del modelo, como es la respuesta superficial de la corteza ante una rápida descarga, lleva a la consideración de que fenómenos semejantes puedan ocurrir en contextos de glaciares alpinos, en los que las masas de hielo pueden sobrepasar fácilmente los 120 m de espesor.

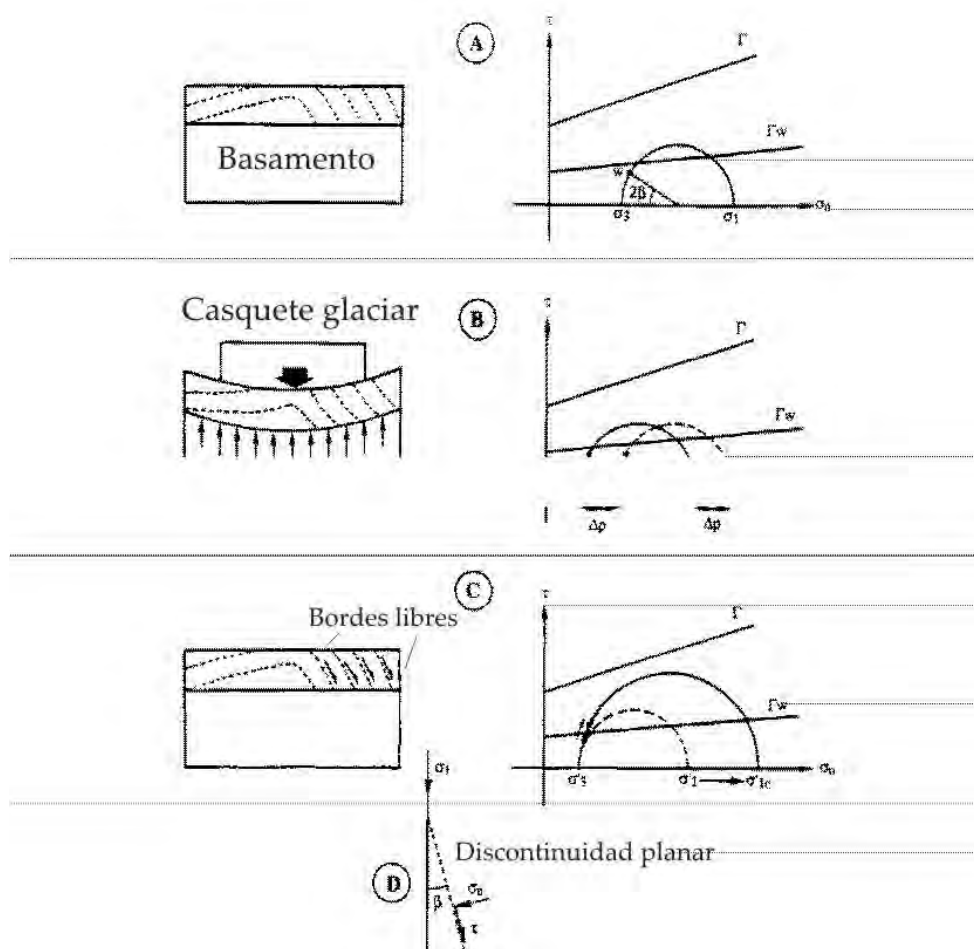


Fig. 6.16 Modelo teórico de Ego et al. (1996). A, antes de la glaciación, cuando el modelo está en equilibrio; B, durante la glaciación, una vez se ha alcanzado un nuevo estado de equilibrio y con el aumento de la presión de fluidos debida a la percolación de fluidos; C, tras la deglaciación, se produce un nuevo estado de esfuerzos, con un incremento del esfuerzo máximo vertical que induce el deslizamiento a favor de los planos de debilidad.

Modelo de Ustaszewski et al.

El modelo numérico de Ustaszewski et al. (2008) trata de evaluar el papel de la descarga glaciar en la formación de escarpes a contrapendiente observados en algunos valles de los Alpes suizos. Para ello, los autores consideran un modelo de elementos finitos para una sección de 1500 km de largo y una sección de litosfera de 100 km (Fig. 6.17) en la que diferencian una capa superficial elástica de 20 km (corteza superior), una capa intermedia viscoelástica de 20 km (corteza inferior) y una capa inferior viscoelástica de 60 km (manto litosférico). La parte superficial refleja la topografía a grandes rasgos e incluye 7 discontinuidades verticales en la que se observan escarpes a contrapendiente (a ambos lados de un valle central). A este modelo en equilibrio isostático se le aplica una carga de hielo, que varía en función de la topografía entre 0 m y 1225 m, que a continuación se hace disminuir en intervalos de 1,3 y 10 ka para evaluar el efecto de las tasas de deshielo en la generación de escarpes. Los desplazamientos observados son de 2,5-1,1 m en las partes altas de la ladera y de 0,5-0,8 m en las partes inferiores (Fig. 6.17), y no explican la

totalidad de los desplazamientos observados. De hecho, la altura máxima de los escarpes en su experimento es un orden de magnitud menor a la altura máxima observada en la zona de estudio. Las tasas de desplazamiento presentan variaciones importantes a lo largo del deshielo y de una falla a otra. Según la relación de esfuerzos, el movimiento es sólo posible en discontinuidades subverticales. Ustaszewski et al. (2008) sugieren que el levantamiento diferencial del fondo del valle estudiado puede haber contribuido a la formación de escarpes a contrapendiente en regiones como Escocia o los Pirineos.

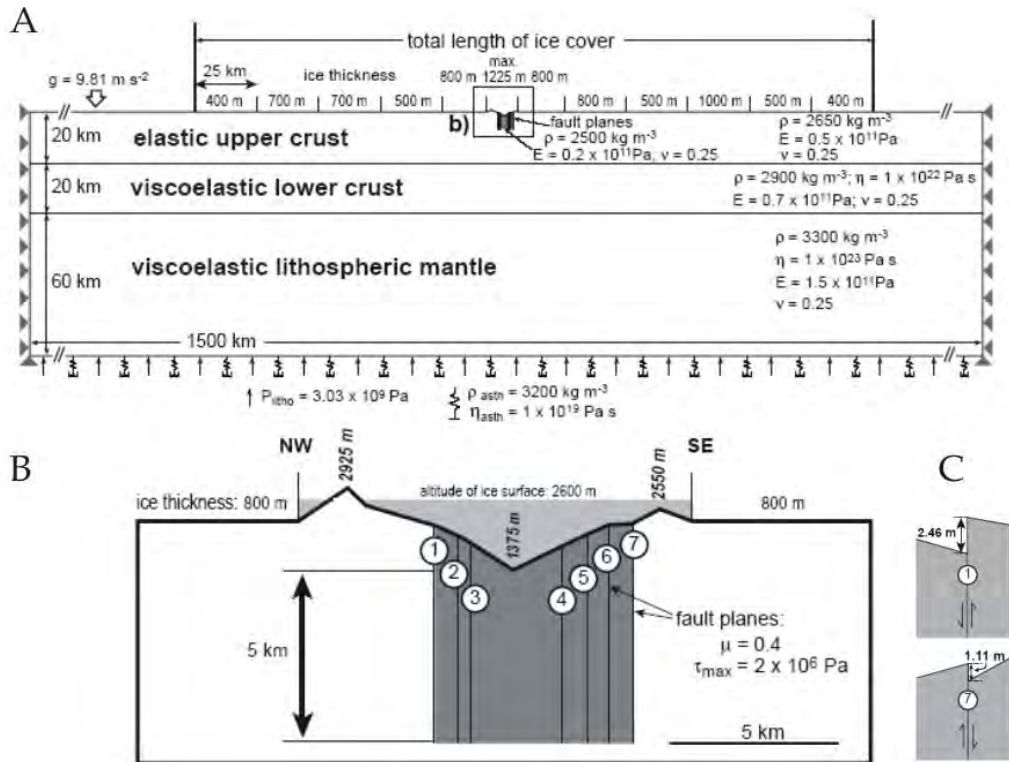


Fig. 6.17 Características de la modelización de elementos finitos de la recuperación elástica de la corteza ante la descarga glaciar a escala de orógeno (a) y de valle (b). Los parámetros reológicos son densidad (ρ), módulo de Young (E), coeficiente de Poisson (ν), viscosidad (η), aceleración de la gravedad (g) y presión litostática (P_{litho}). La topografía del valle en b) es una simplificación del valle de Urseren, en los Alpes suizos. Tomada de Ustaszewski et al. (2008).

Sebrier et al. (1997) contemplan este origen entre las posibles causas de fallas normales documentadas en varias zonas deglaciadas de Francia. Una de las características de estos escarpes es su gran altura ($D > 2 \text{ m}$) respecto a su pequeña longitud ($L < 2 \text{ km}$). En el caso particular del macizo de *Argentera* (Alpes franceses), Hippolyte et al. (2006a) opinan que el efecto del levantamiento postglacial en el valle es inviable debido a que la profundidad de alcance de la actividad de las fallas se limita a los primeros 1,5 km de corteza. La respuesta isostática, según los autores, habría de afectar a profundidades mayores. Otros datos que les llevan a descartar ese origen es la longitud de la alineación de los escarpes, que no llega a los 10 km en comparación con los escarpes en el valle del Rhin (88 km) y el hecho de que sólo se observen en un macizo. Esta argumentación acerca de la limitación espacial de los escarpes también ha sido utilizada en el estudio de escarpes similares en las *Coast Mountains* de Canadá por Bovis (1982), quien ha alegado que de producirse tal efecto, los escarpes deberían tener una presencia más regional.

6.6. DEFORMACIÓN ACTIVA

En la actualidad, no existe un término común acordado por la comunidad científica que englobe los procesos que dan lugar a lineamientos rectilíneos. El término “deformación activa” es utilizado en esta tesis para agrupar los distintos procesos que dan lugar a la dislocación de las laderas. Se ha decidido definir y adoptar este término debido a la necesidad de hacer una clara distinción entre procesos que generan lineamientos rectilíneos e implican deformación (conlleven o no el movimiento a favor de fallas) y los que no la implican, como son la meteorización y la erosión. La Fig. 6. 18 recoge ilustra varios de los procesos por los que puede generarse un lineamiento rectilíneo.

Procesos que generan lineamientos rectilíneos en el basamento (lineamientos RB)

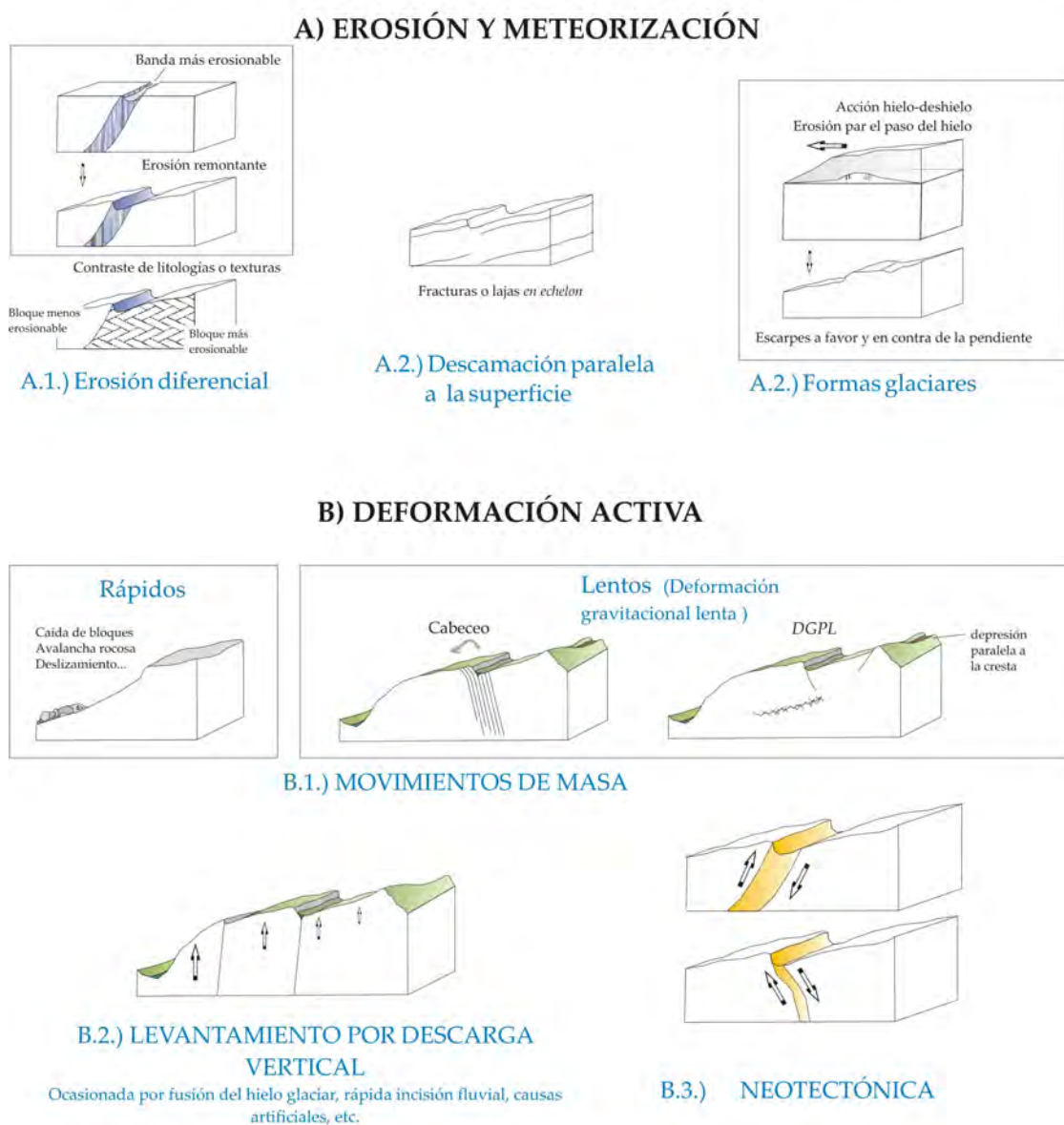


Fig. 6. 18 Esquema de los diferentes mecanismos que pueden dar lugar a un lineamiento rectilíneo en alta montaña. La deformación activa incluye los movimientos tectónicos, los movimientos de masa, el reajuste isostático y la expansión vertical por descarga.

El término propuesto resuelve la dificultad de tratar con formas cuyo origen es discutido, permitiendo referirse a la génesis por deformación reciente sin especificar el mecanismo de deformación. También se ha considerado interesante su adopción debido al uso que se le ha dado en los últimos años en algunos trabajos sobre escarpes en alta montaña; Persaud y Pfiffner (2004) lo utilizan de modo similar en su trabajo sobre escarpes en los Alpes Orientales de Suiza, aunque no proporcionan ninguna definición que clarifique este concepto. Por otra parte, Ustaszewski et al. (2008), aunque no emplean “deformación activa”, si que denominan “fallas activas” tanto a las fallas producidas por reajuste isostático como a las generadas por deformación gravitacional o por neotectónica.

Aún así, el término puede resultar ambiguo e incluso prestarse a confusión, puesto que otros autores lo utilizan de modo distinto; Hyppolite et al. (2006a y b) en su trabajo sobre escarpes recientes en los Alpes Occidentales (Francia), utilizan “deformación activa” restringiendo su uso a la deformación de tipo sismotectónico.

6.6.1. Tipos de deformación activa

La deformación activa engloba tanto a procesos que afectan sólo a la parte más superficial de la corteza como a procesos que afectan a toda la litosfera. Estos procesos pueden agruparse en tectónicos y no tectónicos. Desde la perspectiva de los estudios de neotectónica, los primeros conllevan la actividad de fallas tectónicas (por neoformación o reactivación) en respuesta a esfuerzos a gran escala (placas tectónicas) y que perduran en el tiempo, de modo que pueden considerarse constantes durante el **periodo neotectónico**. Incluye procesos dominados tanto por fuerzas verticales (Ej.: reajuste isostático, subducción) como horizontales (convergencia de placas) o mixtas (Ej.: extrusión de complejos metamórficos) así como procesos que se dan por la ausencia de fuerzas que compensen la fuerza de la gravedad (Ej.: colapsos orogénicos). Los segundos son procesos más locales cuya actividad responde a una situación inestable que se resuelve a corto plazo en comparación con los primeros. Son procesos en los que los esfuerzos implicados tienen una menor magnitud y comprenden desde fenómenos muy superficiales, como los movimientos de masa o la subsidencia kárstica, a procesos que pueden alcanzar profundidades mayores, como la “tectónica” salina o la recuperación por flexión elástica ante la descarga de hielo o de agua. Las fallas no tectónicas no se consideran capaces de generar terremotos destructivos.

Una de las características comunes a todos estos procesos es que cualquiera de ellos puede generar un lineamiento rectilíneo. La deformación activa puede dar lugar a la formación de una falla o tener lugar a favor de fallas preexistentes, en cuyo caso la distinción entre un proceso y otro se hace más complicada. Aspectos como la topografía y la litoestructura, la evolución cuaternaria del paisaje y el contexto geodinámico son fundamentales y pueden ayudar a considerar ciertos tipos de deformación y a descartar otros. Además, el estudio detallado de las características geométricas de un escarpe o la determinación de la cronología, las tasas y estilos de deformación pueden ser de gran ayuda para entender los procesos implicados en su génesis, como se verá en el próximo capítulo.

Tipos intermedios

Entre los trabajos que se centran en la deformación gravitacional lenta de laderas, se conocen dos propuestas que consideran que entre la deformación gravitacional y la deformación tectónica hay un rango de posibles tipos de movimiento; Sorriso-Valvo (1984)

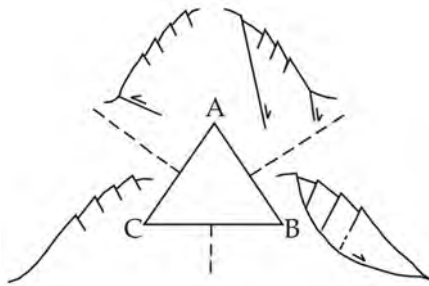
clasifica los tipos de deformación gravitacional teniendo en cuenta el alcance de la deformación y el tipo de mecanismo (Fig. 6. 19 abajo). Aunque la clasificación es interesante desde el punto de vista conceptual, no atiende realmente a la posibilidad de que los lineamientos rectilíneos puedan ser la expresión en superficie de fallas tectónicas activas.

Varios autores (McCalpin y Hart, 2002; Dramis y Blumetti, 2005; Gutiérrez-Santolalla et al., 2005) han sugerido que probablemente exista un espectro entre tres miembros terminales de la deformación gravitacional lenta de laderas: a) la que ocurre sin plano basal confinado, b) la que ocurre a favor de un plano neto (deslizamiento en s.s.) y c) la que está conectada a la neotectónica (tanto genética como espacialmente). Esta idea ha llevado a Gutiérrez et al. (en revisión) a presentar el diagrama ternario que se muestra en la Fig. 6. 19 (arriba).

Una propuesta diferente es la que hace Jarman (2006) en su estudio de la deformación de laderas rocosas (*rock slope failures*) en las *Highlands* de Escocia. Jarman (2006) distingue dos clases principales: la deformación traslacional y la deformación gravitacional o *Rock Slope Deformation* y subdivide esta última en deformación a) extensional, por hundimiento y reptación (*sagging*) y b) compresiva, por rebote isostático localizado (según lo definen Firth y Stewart, 2000). El autor reivindica el uso del término genérico “deformación de laderas rocosas” frente al de “movimientos de masa” en el estudio de las laderas en esta región, y sugiere que se dé una progresión de modos de deformación desde una “desestructuración” profunda, pasando por la deformación gravitacional hasta un deslizamiento en sentido estricto. Aunque no incluye procesos tectónicos, el “rebote isostático” es considerado un proceso cortical de mayor alcance en profundidad, capaz de generar terremotos destructivos.

La actividad de una falla o un sistema de fallas tectónicas en el seno de una cordillera vendrá acompañada en la mayoría de los casos de la generación de relieves inestables y, si se trata de fallas sismogénicas, de la liberación de energía sísmica. Por ello, no es de extrañar que su expresión en superficie corresponda a deformaciones gravitacionales. Si además se trata de fallas subverticales y de contextos montañosos en los que se ha dado una rápida descarga erosiva o por fusión de glaciares, la posibilidad de que exista recuperación elástica portglaciar ha de ser tenida en cuenta. Estos tres componentes pueden representarse en un diagrama ternario inspirado en el de Gutiérrez et al. (en revisión) de la Fig. 6. 19, en el que los vértices estén representados por A) procesos tectónicos, B) procesos de inestabilidad topográfica y C) recuperación elástica por descarga vertical (Fig. 6. 20).

Además de la simultaneidad de procesos, el estudio de la deformación activa en contextos montañosos ha de contar con la existencia de un abanico de posibilidades intermedias entre procesos puramente tectónicos y procesos que se producen únicamente por inestabilidades topográficas. Para las regiones en que otro tipo de deformaciones puedan estar ocurriendo (Ej.: los colapsos kársticos o la “tectónica salina”), este diagrama habría de incorporar nuevos vértices que los reflejaran.



		Superficial	Profundo	Tectónico
Mecanismo	Expansión lateral			
	Deslizamiento			
	Colada o sackung			
		Influencia de la morfología de la ladera Carácter tectónico		

Fig. 6. 19 **Arriba:** Diagrama ternario propuesto por Gutiérrez et al. (en revisión) cuyos miembros extremos son el control neotectónico (A) y la deformación gravitacional con desarrollo de superficie de deslizamiento basal (B) y sin ella (C). **Abajo:** Figura modificada de Onida (2001) en la que se explica la clasificación de Sorriso-Valvo (1984).

Fallas compuestas

Una cuestión clave al estudiar la deformación activa es la consideración de que distintos procesos pueden estar actuando de forma simultánea, dando lugar a fallas compuestas. En zonas de alta montaña en las que ha habido glaciario y hay actividad tectónica, es de esperar que los procesos tectónicos, la relajación por descarga glaciar y la deformación gravitacional actúen de forma conjunta. Las fallas a favor de las que actúan estos procesos de forma combinada pueden denominarse “fallas compuestas”. En el estudio de los lineamientos rectilíneos es importante también considerar que el desplazamiento aparente puede diferir del real debido a la acción erosiva.

Hippolyte et al. (2006a) se refieren a la posibilidad de que procesos tectónicos y gravitacionales actúen de forma conjunta en la generación de escarpes de falla reciente en regiones montañosas. Por otra parte, Ustaszewski et al. (2008) emplean el término “fallas compuestas” (*composite fault/lineaments*) para incluir un componente neotectónico, gravitacional y por levantamiento diferencial postglaciar.

Esta consideración es crucial ya que, al estudiar fallas neotectónicas, la componente tectónica puede sobrestimarse en gran medida al obviar otros procesos implicados y conducir así a tasas de desplazamiento erróneas.

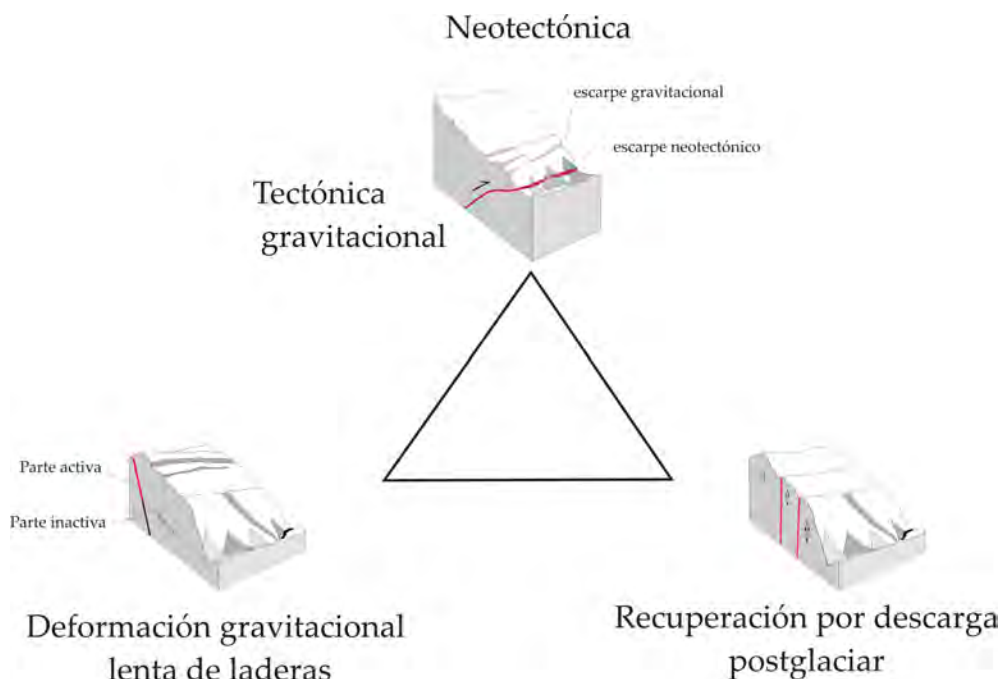


Fig. 6. 20 Diagrama ternario que muestra los procesos de deformación activa que pueden dar lugar a lineamientos rectilíneos en un contexto montañoso. A) Neotectónica B) Deformación gravitacional lenta de laderas y C) Recuperación elástica por descarga vertical. Nótese que los casos intermedios entre A y B son característicos de los sistemas tectónicos activos cuando estos dan lugar a inestabilidades topográficas.

6.7 RECAPITULACIÓN

La revisión de la bibliografía acerca de la formación de lineamientos rectilíneos en alta montaña ha llevado a la propuesta de dos definiciones que se consideran útiles y necesarias en los estudios de neotectónica que se hacen en estos contextos; deformación activa y deformación gravitacional lenta de laderas. La primera abarca todos los fenómenos que deforman la superficie terrestre. Así, todos los procesos que en alta montaña dan lugar a lineamientos rectilíneos mediante el movimiento de la ladera forman parte de la deformación activa. La deformación gravitacional lenta de laderas engloba todos aquellos movimientos de masa que cumplen las siguientes características:

- Ocurren a velocidades muy bajas; No superan 1 m/año y suelen ser inferiores a 1 cm/a.
- Producen una deformación de la roca en la que la pérdida de coherencia interna se concentra en una zona basal o en discontinuidades que limitan o dividen la masa afectada.
- Tiene como resultado la generación de morfologías características que se resumen en fracturas abiertas, escarpes rocosos subparalelos a la ladera y abombamientos de la parte frontal de la masa afectada por el movimiento.

A partir de la clasificación realizada por Hutchinson (1995), se propone considerar los siguientes tipos de mecanismos de deformación gravitacional lenta de laderas, recogidos en la tabla de la Fig. 6. 10:

- 1- Deformación gravitacional profunda de laderas (DGPL), en la que se distingue:
 - 1.1 *Reptación en profundidad por contracción y cizallamiento.*
 - 1.2 *Abombamiento por flexión de discontinuidades*
- 2- Cabeceo
- 3- Expansión lateral lenta

La formación de un relieve acusado y la alteración del sustrato rocoso actúan como factores condicionantes de este tipo de deformación, que se ve a menudo desencadenada por crisis climáticas, sacudidas sísmicas y/o por la acción antrópica. Aunque no son capaces de producir terremotos destructivos, las deformaciones gravitacionales lentas de ladera pueden evolucionar a avalanchas rocosas, por lo que han de ser consideradas entre los riesgos geológicos. Además, el hecho de que puedan ser fuente de información paleosísmica hace que su estudio de interés en el establecimiento de la peligrosidad sísmica en zonas de montaña.

En escenarios donde ha habido glaciario, las causas de la actividad de una falla pueden estar controladas por 3 fenómenos, que pueden ser considerados como miembros extremos de un diagrama ternario: 1) neotectónica (que incluye la compensación isostática a largo plazo), 2) deformación gravitacional lenta de laderas y 3) efectos postglaciales (Ej.: compensación isostática que en este caso se ha considerado despreciable y recuperación elástica por descarga glaciario). Una falla cuya actividad se sitúe en algún punto intermedio de este diagrama será una “falla compuesta”.

CAPÍTULO 7

DETERMINACIÓN DEL ORIGEN DE LINEAMIENTOS RECTILÍNEOS EN EL BASAMENTO

7.1. INTRODUCCIÓN

Uno de los aspectos más tratados en el estudio de los escarpes rectilíneos en alta montaña ha sido el de las causas responsables de su formación. Entre estas, las causas más consideradas son la relajación de esfuerzos tras la retirada de un glaciar, las sacudidas sísmicas, las crisis climáticas y la desestabilización del macizo ante su propio peso, todas ellas desencadenantes de la deformación gravitacional. La posibilidad de que los lineamientos rectilíneos desarrollados en el basamento (en adelante, lineamientos rectilíneos) pudieran ser generados por causas diferentes a la deformación gravitacional no se ha tratado o ha sido descartada en la mayor parte de los trabajos de deformación activa que se han consultado. Cuando el origen de un escarpe ha sido objeto de debate, se ha tratado de un solo escarpe, muy rectilíneo y de grandes dimensiones (Ej.: Clague y Evans, 1994; Pustka et al., 1995; Bovis y Evans, 1996; Thomson, 1996; Hanson et al., 1997a y b; Thomson et al., 1997a y b; McCalpin, 1999a) o de un conjunto de escarpes paralelos sin otras formas típicas de *Sackung* asociadas (Ego et al., 1996; Onida et al., 2000; Jarman, 2006; Jomard et al., 2006). En estos trabajos, localizados en regiones de alta montaña con sismicidad media-alta, se ha cuestionado si el escarpe era de origen gravitacional o neotectónico, y en algunos de ellos, se ha debatido su potencial sismogénico. Sólo en algunas discusiones se ha tenido en cuenta la posibilidad de que los lineamientos rectilíneos se hayan producido por efecto de la descarga glaciar (Ej.: Jäckli, 1965; Patton y Hedron, 1974; Mollard, 1977; Ego et al., 1996, Persaud y Pfiffner, 2004; Ustaszewski et al., 2008). En este capítulo se propone así una aproximación al problema basada en la consideración de:

- 1) Los procesos erosivos como generadores de lineamientos rectilíneos.
- 2) La viabilidad de los diferentes tipos de deformación activa, incluyendo:
 - 2.1. la actividad tectónica.
 - 2.2. la deformación gravitacional lenta de laderas
 - 2.3. los efectos de la descarga (de hielo o roca) en la parte superficial de la corteza.
- 3) La simultaneidad con que pueden ocurrir estos procesos.

El último aspecto contempla la posibilidad de que los escarpes tengan una naturaleza compleja (por erosión y deformación activa y, que si se generan por fallas, éstas sean fallas compuestas). Si existen indicios de un origen compuesto, cabría preguntarse qué papel tiene cada uno de los procesos en la magnitud del desplazamiento observado.

Este análisis se hará bajo la perspectiva de un contexto montañoso en el que se ha producido glaciario cuaternario y donde existe actividad sísmica moderada.

En la discusión, no se contempla la posibilidad de que haya lineamientos sin eskarpe asociado debido a fallas direccionales. Persaud y Pfiffner (2004) atribuyen una naturaleza de falla en salto en dirección a los lineamientos rectilíneos sin eskarpe asociado, posibilidad que se considera inviable en un contexto de topografía irregular como el de la alta montaña.

7.2. DESPLAZAMIENTO REAL O DESPLAZAMIENTO APARENTE

El primer aspecto que hay que clarificar al estudiar la génesis de un lineamiento rectilíneo desde la perspectiva de la deformación activa es si su formación ha dado lugar a la dislocación real, y no solo aparente, de un marcador geomorfológico. Puesto que los escarpes objeto de estudio se desarrollan sobre el sustrato rocoso, esta primera determinación requiere que se consideren con detenimiento los procesos erosivos que generan escarpes en él. En esta sección se comentan algunos ejemplos de formas erosivas que aparentan desplazar de la superficie topográfica. La similitud entre los lineamientos rectilíneos producidos únicamente por erosión y los producidos por dislocación de la ladera hace imprescindible que los procesos erosivos sean tenidos en cuenta. Se ha puesto especial atención a las formas glaciares, ya que los principales marcadores aparentemente desplazados por fallas en la zona de estudio son de origen glaciario.

La idea de que algunos de los escarpes localizados en las partes altas de zonas montañosas podían ser producidos por procesos erosivos se planteó ya en los años 20 (Stini, 1926; Paschinger, 1928). Incluso cuando la deformación activa da lugar a la apertura de una fractura en la ladera, la acción erosiva remontante hacia la cresta puede dar lugar al desplazamiento aparente de la ladera y así a la formación de un eskarpe contrapendiente (la deformación “tipo *Jahn*”, Fig. 6.1); La evolución de la ladera que sucede a la deformación por cabeceo o apertura de fracturas no difiere mucho de la formación de escarpes por procesos puramente meteóricos y erosivos. Sin embargo, estos últimos son muy poco o nada considerados en los estudios de deformación activa.

Más que a asignar al eskarpe un origen inequívoco, el reconocimiento de estos procesos de modelado puede ayudar a valorar la componente erosiva del desplazamiento aparente. Para ello será preciso considerar los modelados geomorfológicos considerando la litología y la estructura del basamento, la topografía, el contexto orográfico y las condiciones climáticas que han caracterizado la zona en su historia reciente.

Contrastes de erosionabilidad

En la Fig. 7. 1 se contemplan varios escenarios en los que una misma morfología puede estar generada por contrastes de erosionabilidad o por la actividad de una falla.

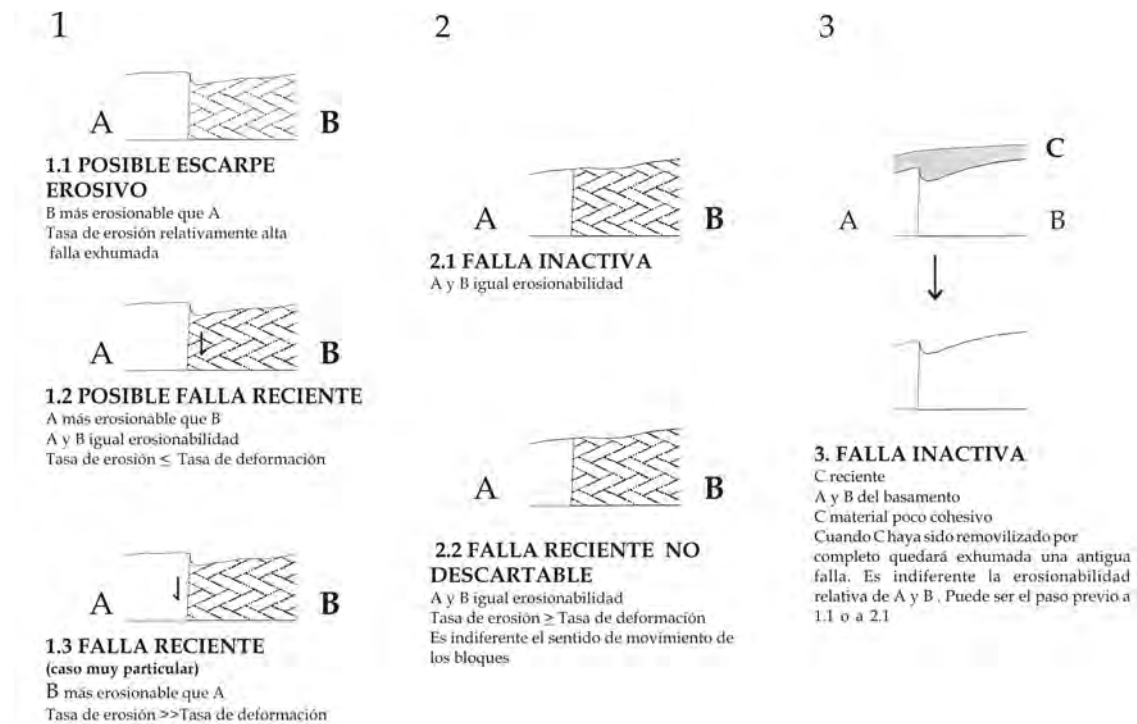


Fig. 7. 1. Diagrama con la generación de escarpes por actividad de falla o por contrastes litológicos. Se han distinguido los casos 1) en el que existe escarpe, 2) en el que no existe escarpe y 3) en el que existe un escarpe que ha sido exhumado recientemente.

La valoración de la erosionabilidad de diferentes materiales es compleja cuando éstos tienen litologías similares. En la mayoría de los trabajos sobre el origen de escarpes desarrollados en rocas plutónicas o gneísicas, como son los de Bovis y Evans (1995, 1996), Psutka et al. (1995), Onida et al. (2000), Persuad y Pfiffner, (2004) o Hippolyte et al. (2006a), se ha obviado o no se ha considerado la posible erosión diferencial en respuesta a variaciones petrológicas y texturales. Estos cambios no tienen por qué ser detectables de *visu*. Cambios de composición dentro del grupo de rocas graníticas e incluso cambios en la orientación de las fábricas pueden dar lugar a la erosión diferencial de dos dominios. Si el contacto entre los dominios es rectilíneo, la erosión puede generar un lineamiento rectilíneo. Este aspecto se trata en detalle en la sección 8.1.1, en la que se explica cómo la presencia de algunos escarpes en el Macizo de la Maladeta parece responder a este tipo de contrastes.

Lineamientos rectilíneos erosivos en bandas más erosionables o más solubles.

Uno de los casos más frecuentes de escarpes erosivos es el de los contrastes de erosionabilidad correspondientes a bandas estrechas (Fig 6. 18) relacionadas con alternancia de estratos de poca potencia, con zonas de falla o con diques. En estas situaciones, cabe la posibilidad de que el desnivel que se observa no corresponda al salto de falla; para escarpes a contrapendiente, una mayor incisión en esa zona, acompañada por una erosión remontante puede haber dado lugar al escarpe y al desplazamiento aparente de la ladera (escarpes “tipo *Jahn*”, Fig. 6.1). Este proceso de sobreexcavación es el que ha

dado lugar a muchas zonas deprimidas hoy ocupadas hoy por lagos de límites rectilíneos en las zonas deglaciadas del Pirineo (Fig. 7. 2 C).



Fig. 7. 2 A (Barranco de Lagos de Alba) y B (W del pico de *Forcanada*): escarpes asociados a contrastes litológicos. C (*Circ de Colomers*): formas lineales de lagos en relación con un modelado glaciar controlado por diferencias de erosionabilidad. D (ladera W de *Barrancs*) escarpe que puede explicarse por erosión diferencial en una zona dentro de la granodiorita de diferente textura (zona de falla).

Cuando la ladera “desplazada” presenta una pendiente muy continua y el escarpe se localiza en una zona media de ésta, la confección de perfiles topográficos de detalle perpendiculares al escarpe puede ayudar a reconocer si este fenómeno ha tenido lugar; en caso de que el desplazamiento se deba a una erosión remontante, se podrá trazar una envolvente de la ladera de modo que a cierta distancia del escarpe la ladera no presente desplazamiento aparente (Fig. 7. 2 D).

El mismo tipo de fenómeno puede darse en relación a la alterabilidad o a la solubilidad de la roca, que también repercuten en la erosionabilidad. En la zona de estudio se han documentado varios casos en los que la parte hundida al pie del escarpe coincide con diques intrusivos. En coincidencia con los bordes del granito, se han observado bandas carbonatadas afectadas por karstificación. El resultado, a simple vista, puede llevar a interpretar el escarpe asociado al contacto litológico como resultado de la deformación activa (Fig. 7. 2 A y B).

Es posible que una componente importante de los escarpes interpretados como producto de la deformación activa se deba a la acción de la erosión, ya que la mayor parte de ellos se desarrollan en discontinuidades preexistentes. Persaud y Pfiffner (2004) reconocen que entre los múltiples lineamientos cartografiados en los Alpes suizos, una agrupación de ellos, localizada en dolomitas, está posiblemente generada por incisión diferencial a favor de la estructura regional. Aún así, clasifican los escarpes como posiblemente tectónicos.

Los autores también reconocen algunos lineamientos que se desarrollan siguiendo fallas alpinas de mayor erosionabilidad sin actividad postglaciar. En definitiva, aunque Persaud y Pfiffner (2004) clasifican los lineamientos en a) claramente o probablemente tectónicos, b) posiblemente tectónicos o tal vez gravitacionales y c) gravitacionales, es posible que muchos de los escarpes tipo b) correspondan a escarpes erosivos, ya que no muestran signos de actividad postglaciar.

Lineamientos rectilíneos que “desplazan” superficies erosivas

En caso de que las superficies desplazadas sean de origen erosivo, los elementos desplazados y el escarpe pueden estar generados simultáneamente por el mismo proceso o tener una génesis diferente. Un aspecto clave en el estudio de estas formas es determinar si el escarpe es anterior o posterior a la generación de la superficie erosiva. Esto suele ser fácil de determinar, ya que los procesos de generación de superficies erosivas no son compatibles con la preservación de un escarpe intacto entre ellas. El hecho de que el escarpe y la superficie tengan diferente disposición (el escarpe suele ser subvertical y las superficies subhorizontales) puede llevar a que la degradación del escarpe haya sido diferente. En la fotografía de la Fig. 7. 3 (B y D) se aprecia cómo los escarpes coinciden con la orientación de fracturas verticales afectadas por gelifracción y la descamación consecuente, procesos que dan un aspecto más fresco a los escarpes. La orientación del escarpe con respecto al flujo glaciar también será determinante ya que escarpes “a la sombra” del flujo (sotavento) presentarán bordes más angulosos mientras los escarpes más expuestos serán más romos (Fig. 7. 3 C).

Si el escarpe presenta rasgos erosivos comunes a la superficie, entonces sabremos que superficie y escarpe fueron generados o modificados por el mismo proceso. Si aún así el escarpe tiene un aspecto más fresco, puede considerarse la posibilidad de que haya estado expuesto menos tiempo que las superficies (se haya generado posteriormente). Esta relación cronológica, sin embargo, es en general difícil de establecer. En caso de que se pueda determinar que la formación del escarpe es posterior a la de la superficie erosiva desplazada, podría considerarse que existe un desplazamiento real. En el próximo capítulo se verá el caso de *Barrancs*, en que se da esta sucesión de eventos (sección 8.1.4. y 8.3.2.) y también se verán casos en que la acción erosiva puede dar lugar tanto a la disminución como al aumento del desplazamiento aparente de una ladera.

Lineamientos rectilíneos generados por modelado glaciar y periglaciar

En la mayoría de escarpes identificados en el Macizo de la Maladeta se reconoce erosión glaciar. Dado que el área de estudio se localiza en terreno mayoritariamente granítico, se ha prestado especial atención a las morfologías que genera el paso del glaciar sobre un macizo granítico fracturado y a las que son resultado de procesos periglaciares (Vidal-Romaní y Twidale, 1998; Benett y Glasser, 1997).

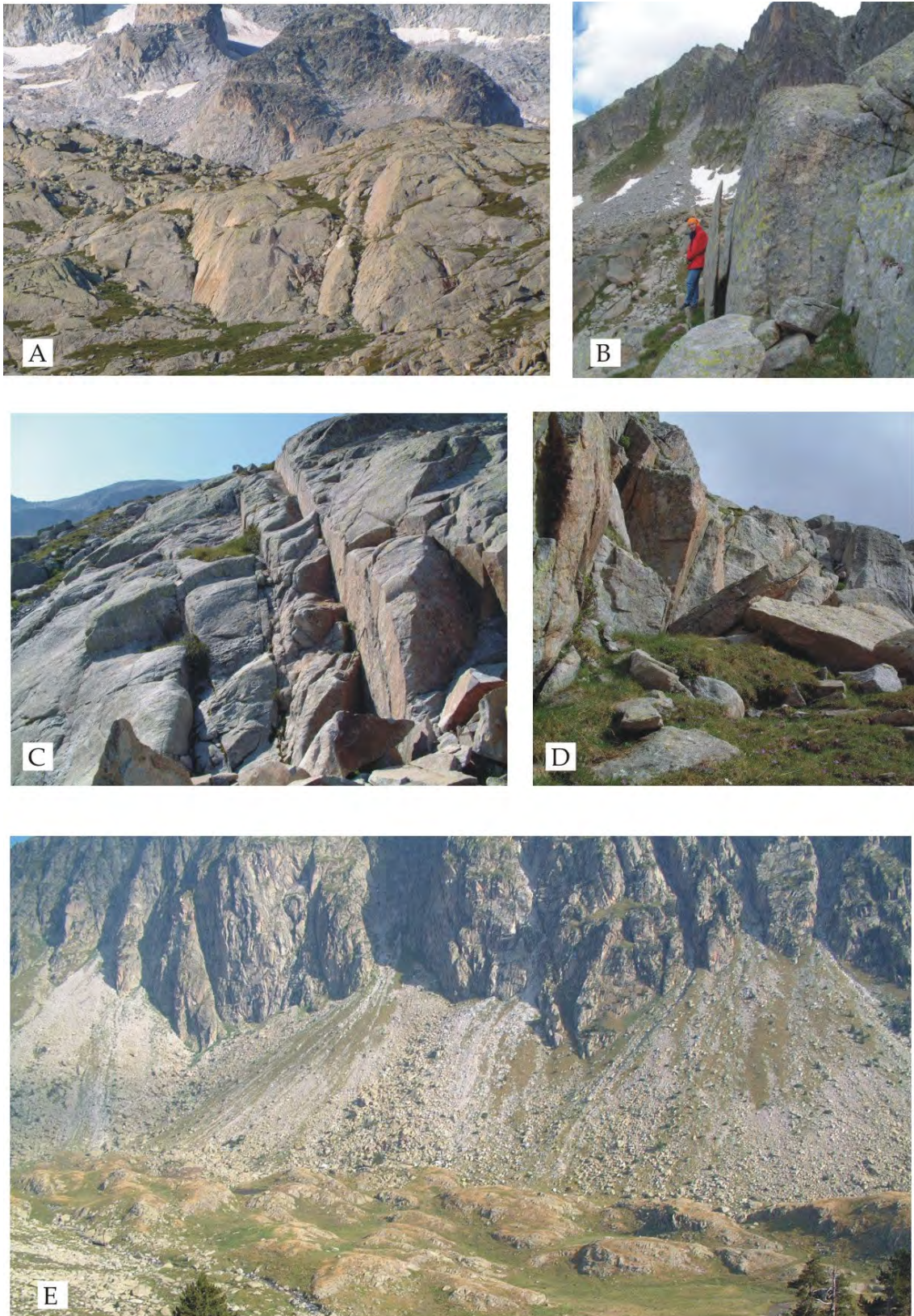


Fig. 7. 3 Escarpes en retroceso por la acción hielo-deshielo, que ocurre de manera preferencial en fracturas verticales (B y D). Modelado glaciar que da lugar a escarpes romos (A), a escarpes de bordes “afilados” (C), y a formas lineales en el sentido del flujo (E). A y C, *La Renclusa*; B y D, *Circ de Gerber*; E, *Vall de Rius*.

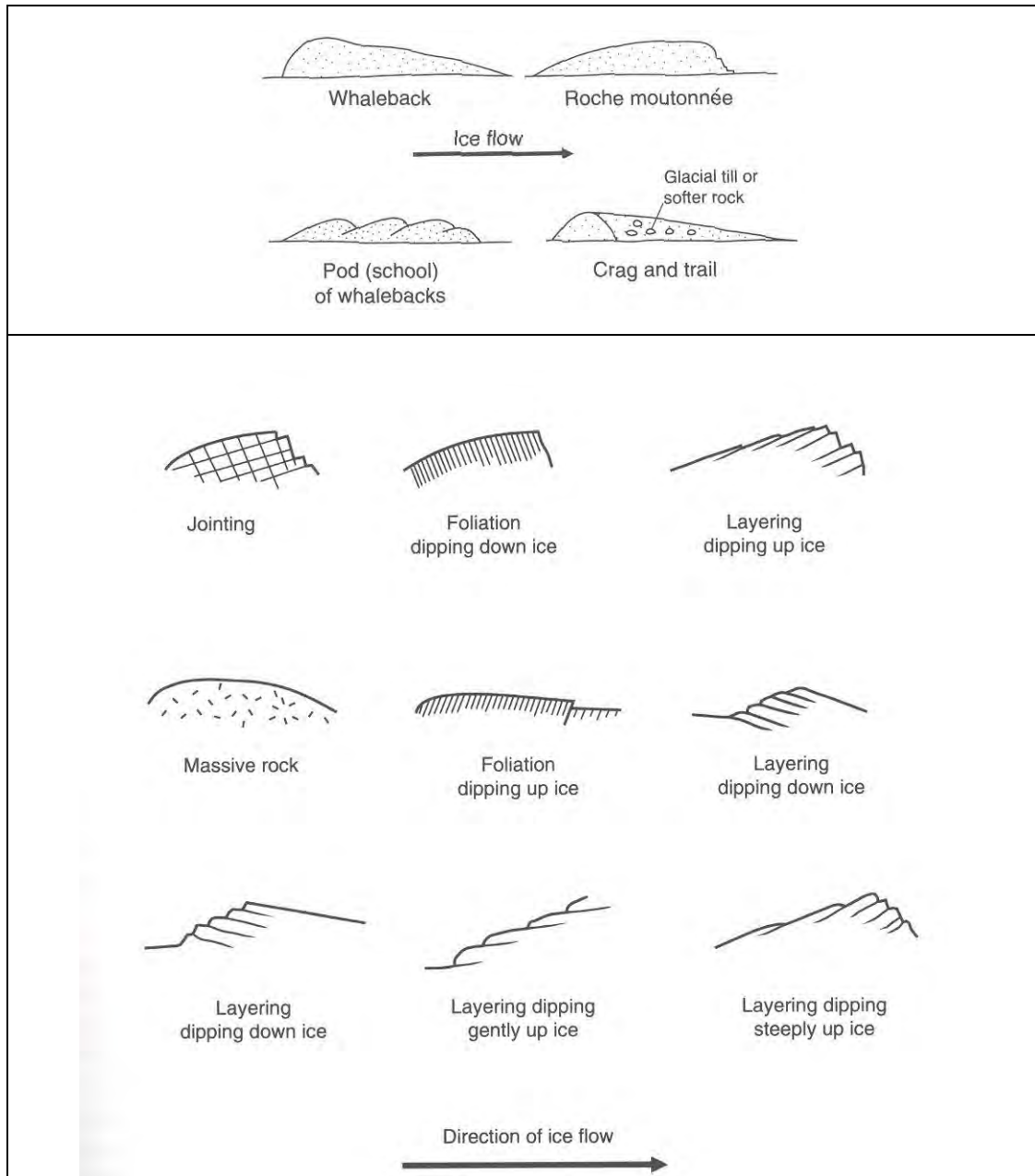


Fig. 7. 4 Morfologías de rocas aborregadas en función de la disposición de la estratificación respecto al sentido de avance del glaciar (arriba) y otras formas lineares erosivas y mixtas (abajo). Tomado de Benett y Glasser (1997).

Son varias las formas que resultan del modelado glaciar que asemejan a escarpes de falla. Uno de los mecanismos por medio de los que el glaciar erosiona el basamento es el “deslajamiento” de la roca mediante la movilización de “losas” o bloques de basamento definidos por discontinuidades, que pueden corresponder a la estratificación, la fracturación o la foliación entre otras (Fig. 6.18). Este último proceso es uno de los mecanismos de formación de rocas aborregadas y fue utilizado por Moya y Vilaplana (1992) para diferenciar escarpes tectónicos de escarpes erosivos. Según los autores, un eskarpe a contrapendiente no podía ser el resultado de la acción erosiva del glaciar. Sin

embargo, según Benett y Glasser (1997) cuando la foliación buza en el sentido del avance del hielo, se pueden generar formas glaciares (denominadas “*whaleback*”) similares a las rocas aborregadas pero con escarpes a contrapendiente (Fig. 7. 4). Las formas erosivas que deja a su paso el hielo pueden tener diferentes geometrías en función de la orientación de las discontinuidades de la roca en relación al flujo glaciar. Por tanto, el criterio propuesto por Vilaplana y Moya (1992) no puede aplicarse sin tener en cuenta la disposición de la estructura.

7.3. PROPUESTAS PARA DISTINGUIR ESCARPES PRODUCIDOS POR DIFERENTES TIPOS DE DEFORMACIÓN ACTIVA

Esta sección recopila todos los criterios que se han considerado útiles para distinguir el origen de lineamientos rectilíneos en alta montaña, una vez que se ha podido mostrar que ha habido desplazamiento en ellos. Salvo unos pocos criterios, la mayoría han sido ya utilizados por otros autores, aunque no siempre de forma adecuada. Por ello, además de la definición de criterios, se ha incluido una valoración del uso que se ha hecho de ellos en la literatura.

En el año 1997, la Sociedad Geológica de América (GSA) dedicó una sesión especial de su reunión anual a los criterios para diferenciar entre fallas tectónicas y no tectónicas. La sesión planteaba la importancia de poder determinar el potencial sismogénico de una falla y recogía varias propuestas interesantes de los cuales sólo se ha tenido acceso a los *abstracts* (Angell et al., 1997; Hanson et al., 1997; Lettis et al., 1997; Jacobi y Fountain, 1997; Thompson et al., 1997a). Tanto en estos como en otros trabajos anteriores (Ej.: Psutka et al., 1995; Thompson, 1996), el interés de la investigación guarda relación con la prevención de una catástrofe debido a la construcción de una central nuclear, una planta de residuos nucleares o una presa hidroeléctrica de grandes dimensiones en las inmediaciones de una falla activa de la que no se conoce sismicidad asociada. A excepción del trabajo de (Thompson et al. 1997b), no se tiene conocimiento de que estas propuestas se hayan publicado en trabajos más extensos y por tanto, su utilidad es muy limitada. El trabajo de McCalpin (1999a), es el único estudio del que se tiene conocimiento en el que se exponen de manera ordenada los criterios útiles para diferenciar entre fallas neotectónicas y fallas gravitacionales. Además de esta propuesta, se han encontrado otras alusiones a criterios útiles en un número limitado de publicaciones donde se trata de distinguir entre fallas neotectónicas primarias y fallas asociadas a deformación gravitacional lenta de laderas (Thompson et al., 1997b; Persaud y Pfifner, 2004; Hippolyte et al, 2006a y b), o fallas neotectónicas y fallas postglaciares (Ego et al., 1996; Stewart et al., 2000; Firth y Stewart, 2000).

La tabla de la Fig. 7. 5 recoge los criterios utilizados en algunos de estos trabajos. Estos criterios han sido agrupados en: morfológicos, cinemático-estructurales y cronológicos. Tanto en los morfológicos como en los estructurales se han diferenciado criterios cuantitativos y cualitativos. La clasificación seguida supone una modificación de la realizada por McCalpin (1999a) en la que se distinguen criterios geológicos-estratigráficos, estructurales y morfológicos. Los criterios que McCalpin (1999a) considera geológicos-estratigráficos se han incluido en los estructurales por considerar que, aunque la información proviene de la geología y la estratigrafía de los materiales afectados por la falla, lo que se utiliza para determinar el origen de ésta son datos de tipo estructural (estilos y tasas de deformación). El trabajo de McCalpin (1999a) se inspira en gran parte en los

trabajos de Psutka et al. (1995) y de Chigira (1992) y es de gran interés por varias razones: recopila criterios utilizados en distintos trabajos desde un punto de vista crítico, introduce otros criterios que no habían sido considerados hasta la fecha y llama la atención acerca de las limitaciones que supone que una falla gravitacional pueda coincidir con una falla tectónica activa.

Todos los autores coinciden en considerar más de un aspecto o un grupo de aspectos para atribuir un origen al lineamiento estudiado. Las propuestas existentes hacen referencia mayoritariamente a la viabilidad de la deformación gravitacional lenta de laderas o de la actividad neotectónica y por lo general no prestan atención a la viabilidad de los procesos erosivos ni a los de recuperación elástica de la corteza (*rebote* postglaciar). En la tabla de la Fig. 7. 5 se ha incluido un apartado con la valoración de cada criterio. En el texto a continuación se justifica la validez de los criterios y se realizan algunas observaciones que pueden ayudar a que éstos sean más útiles.

7.3.1. Criterios morfológicos cuantitativos

Pendiente y desnivel

La necesidad de que se den unas pendientes mínimas es tratada de forma sistemática cuando se discute la viabilidad de la deformación gravitacional lenta de laderas. En estos casos, es importante tener en cuenta que ciertos tipos de deformación gravitacional lenta de laderas se pueden producir en pendientes muy bajas (expansión lateral) o en respuesta a pendientes muy locales que sólo se dan en una parte de la ladera (cabecero).

En la mayoría de los trabajos clásicos se documentan pendientes entre 25° y 45°. Mahr y Nemčock (1977) determinan una pendiente media de 28° y una máxima de 49° para los casos estudiados en los Montes Cárpatos. La pendiente a partir de la cual es factible el cabecero y el deslizamiento de bloques rocosos puede establecerse mediante el test cinemático de Goodman y Bray (1976) si se conoce el ángulo de fricción de la roca y la orientación de las discontinuidades en la ladera (Bovis, 1982; Bovis y Evans, 1996). Este criterio es útil, por tanto, para descartar la viabilidad de la deformación por cabecero o el deslizamiento a favor de la pendiente, pero requiere que se conozca el ángulo de fricción de la roca, para lo cual hay que considerar sus propiedades geomecánicas y estructurales y también tener en cuenta el papel de la presión de fluidos.

En la modelización numérica, muchos autores han hecho alusión a la existencia de un gradiente en la pendiente, a partir del cual la ladera modelizada se vuelve inestable y colapsa sobre su propio peso (Ej.: Agliardi et al. 2001). Según Agliardi et al. (2001), este umbral está determinado por la presencia de fluidos, la presencia de una discontinuidad basal, las características geomecánicas del macizo y la disposición de las discontinuidades con respecto a la pendiente. Los autores obtienen un umbral mínimo de 23° de pendiente a partir del cual se observa deformación en los modelos numéricos que realizan.

Fig. 7. 5 (Página siguiente). Tabla de los principales criterios usados por distintos autores en referencia al origen gravitacional, (G), neotectónico, (N), por *rebote* postglaciar, (R) o a más de un origen, X. En la última fila se ha valorado la utilidad del criterio, que se ha considerado válido (V), inválido (I) y con grandes restricciones (R).

		CUALITATIVOS																		
		MORFOLÓGICOS					MORFOLÓGICOS													
		MORFOLÓGICOS Geométricos		ESTRUCTURALES			CRONO-LÓGICOS Acotación temporal del movimiento		ASPECTO DEL LINEAMIENTO			RELACIÓN TOPOGRAFÍA/OROGRAFÍA		ESTRUCTURALES						
		Pendiente	Longitud	Variación de D o D acumulado	D/L	Profundidad de la deformación	Tasa de desplazamiento	Orientación con respecto al campo de esfuerzos actual	Coincidencia con la deglaciación o con crisis sísmicas	Asociación de formas <i>sackung</i> /Lineamiento aislado	Continuidad	Paralelismo curvas de nivel	Curvatura	Coincidencia con surgencias de agua	No confinadas a la ladera	No coincidentes con los máximos espesores de hielo.	Textura	Dirección o sentido de desplazam.	Deformación Instantánea vs. continua	Compresiva vs extensiva
Hippolyte et al. 2006			< 1 km (G)	Baja (G)	Alto (G)	Grande: 1,6 km (N)	X		(G)	(G) (R)			X							(G)
Persaud y Pffifner, 2004										(G)	Alta (N)		(G) Escarpe curvo	(N)	(N)	(N)	(G)	(N) Componente lateral		
McCalpin, 1999		X	X		X				X	X	X	X	X		X		X	X	X	X
Lettis et al. 1997																				
Thompson et al. 1997		(G)						No es favorable (G) y no (N)	No coincide (G) y no (R)	Baja (G)	(G)							(G) y no (N)		
Psutka et al., 1995			5,8 km (N)							(N) Escarpe único	Alta (N)	Cruza la cresta (N)	(N) Escarpe recto		(N)			(N) Componente lateral	X (N)	X (N)
Bovis y Evans, 1996		X								(R)										
Clague y Evans, 1994		(G)																		X (G)
Valoración V/I/R		V	R	V	R		V	R	R	R	R	R	R	I	R	I	I	V	I	R

Hay que recordar que la deformación gravitacional lenta de laderas puede llegar a tener un carácter regional y complejo por lo que, una vez se ha activado el colapso de un macizo, el movimiento gravitacional a favor de fallas preexistentes puede generar escarpes que localmente se sitúen en zonas de poca pendiente. Dicho de otra manera, una vez superado un umbral de pendiente mínima tras el que se inicia un colapso gravitacional, la propia inercia del movimiento de masa puede llevar al colapso “por tracción” de partes de poca pendiente.

En caso de que la deformación gravitacional lenta de laderas como único origen pueda descartarse por la falta de gradiente topográfico, han de considerarse otras posibilidades. Puede tratarse de una estructura compuesta (neotectónica-gravitacional o tectónica secundaria) o de expansión por descarga vertical. Kellogg (2004) propone un modelo de “extensión gravitacional” para explicar escarpes a contrapendiente de grandes dimensiones y desarrollados sin relación a la topografía en el bloque de techo de un cabalgamiento activo (*Williams Range*, California, EEUU). En este modelo, los escarpes están generados por la “delaminación” de macizos cristalinos muy degradados que colapsan sobre rocas sedimentarias en respuesta a una rápida exhumación (Fig. 7. 6). De este modo, el hecho de que algunas pendientes no superen los 20° no es considerado como contrario al origen gravitacional.

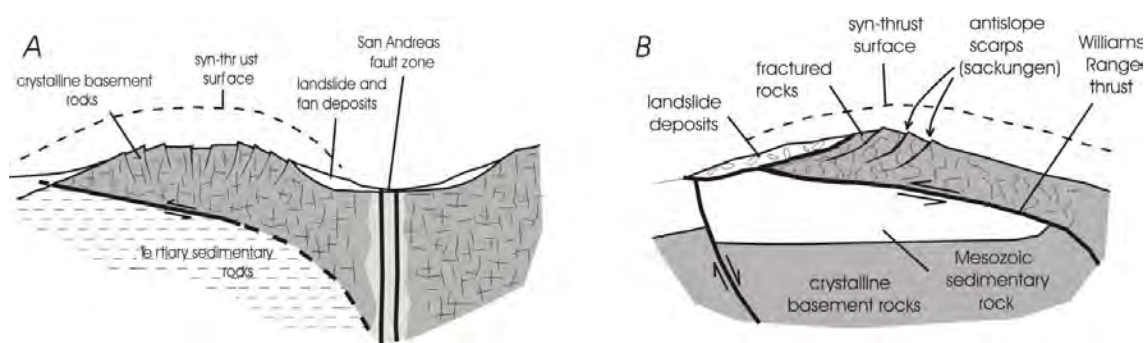


Fig. 7. 6 Modelos de deformación gravitacional lenta de laderas propuestos por Kellogg (2004) para **A**, zona adyacente a la falla de *San Andreas* (California) y **B**, bloque de techo del cabalgamiento de *Williams Range* (Colorado). Las rocas cristalinas fracturadas y alteradas se deforman gravitacionalmente en respuesta al levantamiento tectónico inducido por un cabalgamiento, acompañado de levantamiento regional y una rápida incisión fluvial. En **A**, la deformación se desarrolla en las partes altas de macizos aplanados, con pendientes < 20°.

En ocasiones, los autores no hablan de pendientes sino de desniveles entre la base del valle y la cima de la montaña (Ej.: 500-850 m de relieve, Nemčock, 1972; 500-1600, Jäckli, 1965; 1000 m, Beck, 1968) y, a veces, los comentarios están dirigidos no a la deformación gravitacional lenta de laderas sino a los efectos postglaciares (Jäckli, 1965; Ustaszewski et al., 2006). En estos casos es preciso conocer el desnivel topográfico y la forma de la ladera, ya que para evaluar la viabilidad de una respuesta diferencial se han de poder determinar los espesores de hielo que había durante último máximo glaciar.

En resumen, si puede descartarse la relación de un escarpe con una inestabilidad topográfica, será preciso el estudio en detalle de la estructura de la zona y la historia tectónica y de exhumación reciente para descartar la deformación gravitacional lenta de laderas. En caso de que las fallas sean verticales, en zonas deglaciadas, la deformación por descarga vertical ha de ser tomada en cuenta como posible causa de la actividad.

Longitud de ruptura

Algunos autores (Ej.: Psutka et al., 1995) han determinado que longitudes de falla de varios kilómetros son indicativas de tectónica activa. Sin embargo, se han visto casos en los que el colapso gravitacional afecta a todo un frente montañoso (Kellogg, 2001; Dramis y Sorriso-Valvo, 1994). De hecho, siempre que se dé una inestabilidad topográfica y unas condiciones litoestructurales favorables, puede darse la deformación gravitacional lenta de laderas, cualquiera que sea la longitud del escarpe. Por otra parte, Hyppolite et al. (2006a) descartan el origen por procesos de compensación isostática (que consideran dentro de la deformación cortical) de los escarpes estudiados en los Alpes alegando, entre otras cosas, que éstos no superan los 10 km de longitud.

Si se pretende descartar el carácter sismogénico de la ruptura, pueden considerarse unos valores mínimos de ruptura teniendo en cuenta que ésta implica terremotos de $M_w \sim 5,5$. Según las relaciones de Wells y Coppersmith (1994), estas magnitudes llevan asociadas rupturas en torno a los 3,8 km (5,5 km si se trata de fallas normales). En caso de que el lineamiento estudiado tenga una $L \ll 3$ km, es razonable descartar su naturaleza sismogénica. Para ello es importante que se examine la posibilidad de que el escarpe asociado pueda haber sido más largo y sólo se esté considerando la parte preservada. En alta montaña, las altas tasas de erosión y la concentración de éstas en determinadas zonas (Ej.: fondos de valle) pueden dar lugar a una degradación rápida y diferencial del escarpe a lo largo de su traza.

Desplazamiento acumulado

Los saltos acumulados (que son los que podemos medir mediante el análisis topográfico o la prospección) y los saltos atribuibles a un evento (determinados mediante paleosismología) son consecuencia directa de las distintas tasas de deformación. Por ello, este criterio es, indirectamente, un criterio cinemático-estructural. El desplazamiento máximo acumulado atribuible a una falla neotectónica que afecta a materiales o formas muy recientes será pequeño. Sin embargo, para marcadores de más de un millón de años, los desplazamientos acumulados pueden alcanzar valores muy altos, comparables a los que se asocian a deformaciones gravitacionales. Por ello es importante tener una idea de la edad del desplazamiento acumulado y no valorarlo de forma independiente a ésta. En la mayoría de los casos, el salto que se observa corresponde a la dislocación de marcadores geomorfológicos o niveles estratigráficos cuaternarios formados durante o después de alguna de las últimas glaciaciones.

Una aproximación a los desplazamientos máximos en fallas neotectónicas puede realizarse considerando las tasas de desplazamiento máximas esperables. En su estudio de un sistema de fallas normales extensivas en la costa de Nueva Zelanda, Nicol et al. (2005) establecen desplazamientos máximos entre 60 y 70 m en los últimos 124 ka para fallas de 60 km de longitud caracterizadas por tasas de desplazamiento de (0,18-1) mm/a. En un contexto de límite de placas inactivo como los Pirineos, por ejemplo, las tasas de deformación de fallas activas difícilmente sobrepasarán los 0,1 mm/a. Por ello, para marcadores cuaternarios ($\leq 1,6$ Ma), un límite máximo de desplazamiento podría cifrarse en 160 m, mientras para marcadores de < 100 ka, el desplazamiento máximo esperable será $\ll 10$ m.

Un aspecto clave para diferenciar entre los posibles orígenes de una falla es la variación del desplazamiento en profundidad, ya que la anchura de ruptura en profundidad es sustancialmente mayor para fallas neotectónicas que para los otros tipos de fallas (Ej.: gravitacionales o de recuperación postglaciar). Las fallas activas por reajuste isostático

pueden llegar a ser comparables a fallas tectónicas, ya que la corteza flexural que experimenta la deflexión por la carga-descarga glaciaria puede alcanzar espesores comparables a la corteza sismogénica; 25 km en un contexto de corteza engrosada como son los Alpes según Persaud y Pfiffner (2004), 5-10 km en margen continental pasivo como Fennoscandia, según Thorson (2000). Stewart et al. (2000) plantean la cuestión de si las fallas activadas por la descarga glaciaria, generadas por el aumento de esfuerzos en la corteza superficial, se amortiguan de manera distinta a las neotectónicas, en las que los desplazamientos son mayores en la superficie que en la base de la corteza sismogénica. No se han encontrado datos de referencia a este respecto. En cualquier caso, no parece un criterio útil en contextos de alta montaña, en los que las fallas que se estudian corresponden, por lo general, a fallas reactivadas. Sólo si ésta se desarrolla sobre un basamento o cobertera neógenos y si se tiene acceso a datos de profundidad podría valorarse la amortiguación del salto. Si el sustrato es antiguo, el salto acumulado en marcadores profundos (bajo la cubierta pliocuaternaria) tras la reactivación será difícil de distinguir del salto acumulado en el periodo de actividad tectónica anterior.

Variación del desplazamiento con la longitud

Independientemente del desplazamiento que pueda acumular una falla, sea o no neotectónica, se dará un aumento del salto hacia el centro de su traza. Este no siempre es sistemático; Aunque se puedan dar distribuciones del salto asimétricas o compuestas (Burbank y Anderson, 2001; Manighetti et al., 2001), en escarpes producidos por fallas siempre se observará una disminución progresiva del salto hacia los extremos de la traza. Contrariamente, escarpes no generados por fallas presentarán variaciones del salto en relación a procesos erosivos (escarpes puramente erosivos) o variaciones casi nulas (por apertura de fracturas, expansión lateral o cabeceo). En el siguiente capítulo se verá como se ha realizado este estudio en una selección de escarpes en el Macizo de la Maladeta. Aunque no hacen un estudio sistemático de la variación del salto a lo largo del eskarpe, Hippolyte et al. (2006a) atribuyen un origen gravitacional por cabeceo a los escarpes estudiados en Les Arcs (Alpes franceses) basándose en que éstos tienen una altura casi constante a lo largo de toda la traza. La hipótesis del cabeceo en esta localidad es reforzada por las observaciones de tipo estructural hechas por los autores. Una argumentación similar es utilizada por Ustaszewski et al. (2008) en el estudio de escarpes en los Alpes suizos.

Longitud vs. desplazamiento máximo

Varios autores (Ej.: Sebrier et al., 1997, McCalpin, 1999a; Stewart et al. 2000) han planteado que la relación entre la longitud (L) y el desplazamiento (D) puede ser un criterio muy útil debido a que, para una longitud dada, los desplazamientos neotectónicos que se esperan son mucho menores que los gravitacionales. La tabla de la Fig. 7. 7 contiene las relaciones D/L con las que se han caracterizado algunas fallas neotectónicas, gravitacionales y de recuperación postglaciaria. Se ha calculado el coeficiente *c* de la relación lineal

$$D = c L$$

para realizar una comparación de los valores obtenidos.

El valor de c equivale al de la relación de propuesta por Walsh et al. (2002) para el estudio de fallas neotectónicas

$$D = c L^n$$

cuando $n=1$. El valor de n según estos autores varía de 1 a 1,5 en ciertos sistemas de fallas que crecen primero longitudinalmente y después acumulan desplazamiento vertical. Para los trabajos consultados, puede reconocerse que existe un rango de valores de $c > 0,001$ característico para las fallas interpretadas como gravitacionales, mientras que las neotectónicas y las de recuperación postglaciar presentan valores de $c < 0,01$. Por tanto, valores de c entre 0,01 y 0,001 resultan poco útiles para determinar el origen de un escarpe. No obstante, para sistemas neotectónicos muy activos o fallas neotectónicas con una historia de desplazamiento de ≥ 1 M.a, c puede alcanzar valores de hasta 0,04 (Ej.: Manighetti et al. 2001). Para la FNM, de cuyas dimensiones se trata en el capítulo 5, el desplazamiento acumulado desde el Mioceno superior (~500 m) en 17,5 km de falla da un valor de $c = 0,02$.

Stewart et al. (2000) plantean relaciones de D/L comprendidas entre 1:10.000 y 1:100.000 ($c= 0,0001-0,00001$) para fallas neotectónicas, aunque sólo se refieren a fallas inversas, y de 1:1.000 ($c= 0,001$) para fallas de recuperación postglaciar o deformación gravitacional lenta de laderas. Hay que señalar que las relaciones para fallas neotectónicas que proponen Stewart et al. (2000) se han establecido teniendo en cuenta rupturas cosísmicas en fallas inversas en contextos intraplaca determinadas por Muir-Wood (1993). Estos valores no tienen en cuenta el desplazamiento acumulado y su utilización queda restringida a fallas para las que se conoce el número de eventos ocurridos desde la formación del marcador desplazado. Aún así, los autores señalan que, en regiones deglaciadas como Fennoscandia, se requiere un inventario de rupturas sísmicas mucho mayor que el existente para poder determinar la validez de estos parámetros en el reconocimiento de fallas neotectónicas. Firth y Stewart (2000), aunque no llegan a determinar el origen de las fallas estudiadas en los *Highlands* de Escocia, consideran que al tener relaciones D/L entre 1:1000 y 1:5000 ($c=0,001-0,005$), se asemejan a gravitacionales. Por ello, sugieren que estos valores puedan ser típicos de las fallas debidas a efectos postglaciares de compensación isostática (*rebote*).

Autor	Falla/Localidad	D (m)	L (km)	c (D/L)	Origen
Beck, 1968	Alpes de Nueva Zelanda	20	1	0,02	G
Shimizu et al., 1980	Alpes de Japón	8	1	0,008	G
Hippolyte et al., 2006a	Macizo de <i>Belledone</i> , Alpes franceses		2,1	0,006	G
				0,02	G
Jarman 2006	<i>Highlands</i> de Escocia	10	0,7	0,02	G, R
Alonso y Corte, 1992	Pirineos cántabricos, España				G/R
Jäckli, 1965	Alpes suizos	10	10	0,001	R
Muir-Wood, 1989	<i>Parvie</i> /Fenoscandia	10	150	0,00007	R
Muir-Wood, 1989	Provincia de <i>Lapland</i> (Fenoscandia)	10,00	50	0,0002	R
Stewart et al., 2000	Fenoscandia	30	150	0,0002	R
Fenton, 1992 y Ringrose, 1989	<i>Highlands</i> de Escocia	10	1	0,01	R
		100	14	0,008	R
Varios autores, Firth y Stewart, 2000	Alpes, Pirineos Cántabricos, Andes de Ecuador	5	1	0,005	G/R
		5	10	0,0005	G/R
Fenton, 1992	<i>Gleann Lichd Fault (Kintail)</i> , Escocia	2	5	0,0004	N/R
	<i>Sgurr a' Bhealaich Fault (Glen Sheil)</i> , Escocia	7,2	2	0,004	N/R
	<i>Sgurr na Ciste Dhuibe (Five Sisters) Fault</i> , Escocia	5	5	0,001	N/R
Persuad y Pfiffner, 2004	Alpes suizos	4	15	0,0003	N
		20	7	0,003	N
Psutka et al., 1995	<i>Hell Creek, Coast Mountains</i> , Canadá	2,5	5,8	0,0004	N
Clague y Evans, 1994		22	5,8	0,004	G
Manighetti et al., 2001	<i>Afar</i> (Etiopía-Somalia)			0,04-0,004	N
Wells y Coppersmith, 1994	Rupturas cosísmicas			0,00005	N

Fig. 7. 7 Tabla con valores D/L de la literatura. El origen de las fallas, según los autores es G, gravitacional; R, de recuperación postglaciar; N, neotectónico; separados por barra significa que hay incertidumbre; separados por coma significa origen mixto.

Desplazamientos acumulados, estilo y continuidad de la deformación

Hay que tener en cuenta que los desplazamientos medidos no tienen por qué corresponder a un único evento. Es por ello que las relaciones propuestas por Wells y Coppersmith (1994) para fallas sismogénicas no pueden ser utilizadas para calcular los desplazamientos asociados a una cierta longitud de falla, ya que éstos se refieren a los

desplazamientos y longitudes asociadas a un único evento sísmico. Tanto McCalpin (1999a) como Persaud y Pfiffner (2004) han hecho uso de estas relaciones para inferir los desplazamientos acumulados por la sucesión de sismos en fallas de posible origen neotectónico, llegando a la conclusión que aún tratándose de una acumulación de eventos, las relaciones D/L típicas de deslizamientos siguen siendo mayores.

Para valorar la utilidad de esta relación como herramienta para caracterizar la naturaleza de una falla activa, se han considerado los trabajos de Manighetti et al. (2001), Walsh et al. (2002) y Nicol et al., (2005), en los que se analizan los estilos de crecimiento de fallas tectónicas activas y las relaciones D/L características. Cuando se trata del desplazamiento acumulado, estas relaciones pueden llegar a ser muy altas, especialmente en sistemas de fallas reactivadas en los que en una primera fase de actividad las fallas crecen muy rápido longitudinalmente, pasando después a mantener una longitud constante mientras el salto acumulado aumenta progresivamente. Es decir, las relaciones D/L son menores al principio y aumentan paulatinamente después (Walsh et al., 2002). Por lo tanto, el uso de la relación D/L tendrá que ir siempre acompañado del intervalo de tiempo estimado en la acumulación del salto. Esta argumentación sirvió a Ego et al. (1996) para considerar inviable el origen neotectónico del sistema de fallas normales estudiado en los Andes ecuatorianos. Según los autores, el salto de $D=2,5$ m asociado a una falla de 10 km de longitud era 30 veces menor al que cabría esperar para una fallas normales con una larga historia de desplazamiento de acuerdo a las relaciones de Dawers et al. (1993).

Por otra parte Stewart et al. (2000) puntualizan que una relación D/L alta puede ser el resultado de la inactividad de la falla en tiempos recientes, sin que esta tenga por qué ser neotectónica.

Tasa de desplazamiento y esfuerzo acumulado

Aún tomándo la precaución de considerar la acumulación de varios eventos sísmicos, la dinámica de sistemas de fallas tectónicas activas es muy variable de un contexto geodinámico a otro y está a menudo caracterizada por relaciones D/L superiores a las que se esperan para movimientos gravitacionales. Stewart et al. (2000) comentan que los valores de D/L para fallas neotectónicas caracterizadas por largos periodos de recurrencia pueden ser mucho mayores debido a una mayor acumulación/caída del esfuerzo en relación a periodos de recurrencia menores. Para una determinada longitud de falla y dada la relación entre la magnitud de los terremotos en un área y la tasa de desplazamiento (Anderson et al., 1996), se puede concluir que, en regiones donde las fallas neotectónicas se muevan más lentamente, los desplazamientos por evento que se esperan serán mayores.

Cuando se trata de fallas neotectónicas, a todos los aspectos considerados han de sumarse otros como:

- 1) la variación del desplazamiento cosísmico en función de la tasa de deformación, que a su vez aumenta y disminuye con el tiempo. Si se conoce la tasa de deformación, pueden utilizarse las relaciones de Anderson et al. (1996), que reflejan esta dependencia, en lugar de las de Wells y Coppersmith (1994).
- 2) la posibilidad de que el crecimiento de la falla estudiada esté determinado por su interacción con otras fallas activas de la zona. El crecimiento por enlace en (*linkage*) de varios segmentos de falla puede llevar a dinámicas muy cambiantes en función de que se haya producido o no la unión de los segmentos (Roberts et al., 2004a, 2004b).

Con la excepción de algunos casos (Ej.: Dehls et al., 2000; Persaud y Pfiffner, 2004; Jarman, 2006) en los que se discute el origen de estructuras compresivas en alta montaña, la controversia siempre versa sobre fallas normales. Las relaciones D/L para cabalgamientos activos son comentadas por Davis et al. (2005) en un estudio sobre diferentes estilos de interacción de segmentos de falla en los Alpes de Nueva Zelanda. En este caso, D se relaciona de forma lineal con L y solo representa un ~1% de ésta. Según los autores, esta relación se observa en muchos otros sistemas documentados en el planeta, sea cual sea el tiempo que lleven activos. Estos porcentajes relativos corresponden a relaciones de $D=10^{-2}L$, tres ordenes de magnitud superiores a las que se derivan de Wells y Coppersmith (1994) para un evento único sísmico, $D=10^{-5}L$.

Recomendaciones

Por todo lo expuesto, no puede generalizarse que las fallas neotectónicas tengan valores de D/L inferiores a las gravitacionales o las producidas por efectos postglaciares. Un valor alto de D/L no nos puede llevar directamente a descartar la posibilidad de que una falla sea sismogénica. Esta decisión ha de acompañarse de una discusión geodinámica completa acerca del posible modo de crecimiento de la falla, de su estado de actividad y de la interacción con otras fallas activas.

Al mismo tiempo, el razonamiento inverso, por el que cabría atribuir una naturaleza gravitacional a una falla con un D/L muy elevado, ha de ir acompañado de un número importante de evidencias contrarias a la actividad neotectónica.

Profundidad de la deformación

La profundidad de la deformación no puede ser determinada sólo por la morfología de la ladera. Se ha incluido en este apartado ya que hace referencia a las dimensiones de la deformación. En ocasiones, se ha podido constatar el alcance de la deformación gravitacional lenta de laderas en profundidad mediante la observación de secciones expuestas por el encajamiento de la red fluvial (Mahr y Nemčok, 1977; Hippolyte et al., 2006a), la observación en túneles o sondeos (Ej.: Riemer et al., 1988; Moore et al., 1992; Noverraz, 1996; Johnson y Cotton, 2005) y el uso de técnicas de prospección del subsuelo (Ferrucci et al., 2000; Krejčí et al., 2002; Lebourg et al., 2004). En todos estos casos, la profundidad de la deformación está restringida a valores por encima del nivel de encajamiento del río, por lo que el origen neotectónico (incluido el debido a una compensación isostática por descarga) puede ser descartado. Es por ello que este criterio podría ser por sí sólo determinante del origen de un lineamiento rectilíneo. En caso de poder determinar también la geometría de la deformación, el tipo de deformación gravitacional lenta de laderas puede llegar a ser reconocido. Según Margielewski (2006), la geometría de los planos de reptación o los planos de flexión parece tener un control estructural menor cuanto mayor es la profundidad del deslizamiento. Para deslizamientos medios-profundos (según clasificación de Hutchinson, 1995), la superficie de deformación basal suele estar compuesta de una parte estructural planar, otra semicircular neoformada y de fracturas abiertas en la parte superior.

Los valores de profundidades de alcance de la deformación gravitacional lenta de laderas varían mucho de un tipo a otro. En el capítulo anterior se diferenció entre estilos que se restringen a zonas superficiales no sobrepasando los 200-300 m de espesor (cabeceo), estilos asentados en profundidad (por flexión de estratos subverticales o por reptación profunda) y estilos que pueden ser tanto superficiales como profundos (expansión lateral y combadura y pandeo del valle).

Según Hutchinson (1995), una de las características de la deformación gravitacional lenta de laderas es que se limita a varios cientos de metros de profundidad frente a los 10-15 km de alcance de las fallas tectónicas. Algunos trabajos recientes han sugerido que la profundidad de la DGPL puede llegar a ser de orden kilométrico. Hippolyte et al. (2006a), por ejemplo, atribuyen un origen gravitacional a un juego de escarpes paralelos que en profundidad se asientan a 1,6 km debajo la cresta del macizo, profundidad que queda sobre el fondo del valle principal. Los autores hacen referencia a observaciones de tipo estructural hechas en un extremo del Macizo de *Rognier* (Alpes franceses) para inferir una geometría de deformación en profundidad según fallas antitéticas. La posibilidad de la compensación isostática y de la neotectónica son rechazadas por Hippolyte et al. (2006a) como causa generadora de los escarpes debido a los 1,6 km de profundidad de deformación.

En caso de que la deformación esté restringida a un plano subvertical, habrá que considerar también la posibilidad de que el movimiento se deba a recuperación elástica postglaciar. En el caso modelizado por Ustaszewski et al. (2008), el movimiento en fallas reactivadas por recuperación elástica por la fusión de glaciares de valle en los Alpes suizos alcanza los 5 km de profundidad. Sin embargo, los autores no determinan que éste sea un límite mínimo de la profundidad de deformación. Según se ha considerado en esta tesis, el estado actual de la cuestión no permite descartar el origen por recuperación elástica basándose en la profundidad de deformación, que según las características del modelo de Ustaszewski et al. (2008), podría llegar a ser muy somera.

Espesores de hielo estimados

En los debates sobre el origen de lineamientos rectilíneos en alta montaña se han encontrado varias referencias a los espesores de hielo que se dieron en la zona durante el último máximo glaciar. En la mayoría de los casos, se cuestiona la viabilidad de la compensación isostática como mecanismo generador de escarpes basándose en la extensión alcanzada por los glaciares durante el último máximo glaciar (Ej.: Jäckli, 1965; Tabor, 1971; Alonso y Corte, 1992; Onida, 2001; Hippolyte et al., 2006a).

El origen de los escarpes a contrapendiente en los Alpes suizos propuesto por Jäckli (1965) ha sido planteado en sucesivos trabajos (Ej.: Patton y Hedron, 1974; Mollard, 1977) sin que se determinen los espesores mínimos necesarios para una respuesta de este tipo a nivel cortical. Bovis (1982) alega que si los espesores de hielo que se alcanzaban en los valles estudiados en las *Coast Mountains* (400-500 m) fueran responsables de la reactivación de las fallas que generan los escarpes a contrapendiente, estos deberían de ser mucho más comunes en el resto de valles deglaciados. Este criterio no parece suficiente, ya que otros factores han de ser tenidos en cuenta; la estructura local, la relación estructura-relieve o la proximidad a fallas sismogénicas pueden determinar que se reactiven las fallas en un valle y no en otro.

Deflexión y recuperación de la corteza

Ego et al. (1996) explican la formación de escarpes rectilíneos a contrapendiente de hasta 2,5 m de altura en los Andes ecuatorianos mediante la deflexión de la corteza superior tras la desaparición de un pequeño casquete glaciar de 250 m de espesor máximo. Persaud y Pfiffner (2004) también reflexionan sobre el desarrollo de lineamientos rectilíneos y la localización de los máximos espesores de hielo en la última glaciación. Aunque los escarpes estudiados no coinciden con la localización de los máximos espesores de hielo, los autores consideran que se pueda dar la deformación por deflexión y

recuperación de la corteza ante la carga-descarga glaciár. Para contrastar esta hipótesis modelizan una sección en la que los espesores de hielo máximos alcanzan los 750 m. Sin embargo, la respuesta no parece suficiente para explicar toda la deformación observada, que refleja, según los autores, actividad neotectónica. Algunos de los aspectos de esta modelización son comentados en el la sección 6.5, en la que se revisa la viabilidad de los efectos de descarga glaciár.

Descompresión vertical

Un efecto distinto a la deflexión de la corteza elástica por descarga glaciár es la descompresión vertical consecuente a la deglaciación que sólo se produce en las zonas de mayor descarga vertical y afecta al primer kilómetro o primeros kilómetros de corteza; Jarman (2006) se refiere al “rebote” que se da en los valles erosionados de forma natural en el sentido que le da Hutchinson (1988) y sugiere que pueda ser la causa de los juegos de escarpes a contrapendiente que muestran características compresivas. Este efecto de descarga en la vertical es comparado por el autor con los efectos de descompresión que se producen en las canteras. Aunque suele ir asociada a los espesores máximos del glaciár, la mayor acción erosiva del hielo puede darse en zonas de menor espesor como los pasos de transfluencia y difluencia, o zonas en las que el hielo se ve bloqueado, etc. Por ello la valoración de este fenómeno ha de hacerse considerando también la descarga de volumen de roca y no únicamente de hielo.

7.3.2. Criterios morfológicos cualitativos

Paralelismo con las curvas de nivel, asociación a otras formas típicas de *Sackung*, curvatura y continuidad

El paralelismo con las curvas de nivel, la curvatura y la asociación a otras formas típicas de *Sackung* son las características más evocadas para atribuir a un lineamiento un origen gravitacional. Estos criterios son válidos para reconocer un lineamiento generado por deformación gravitacional lenta de laderas, aunque no útiles cuando se trata de un escarpe aislado, rectilíneo, y/o ligeramente oblicuo a la ladera.

Formas asociadas vs. lineamientos aislados y continuos

Si se cumple que la masa que está colapsando tiene unos límites claros (Ej.: un escarpe de cabecera y un frente abombado) y que el escarpe no sobrepasa esos límites, el lineamiento es claramente gravitacional. Sin embargo, el hecho de encontrar un escarpe aislado no puede ser utilizado para negar un origen gravitacional y asignarle un origen neotectónico. Si los *Sackungen* están alineados y coinciden con alguna estructura tectónica activa, pueden ser la expresión de ésta en superficie, pero la deformación sigue siendo gravitacional y no tectónica. De hecho, muchas de las llamadas “fallas tectónicas secundarias” son estructuras no tectónicas, de colapso, que se producen sólo en superficie. El carácter continuo no caracteriza únicamente a los lineamientos tectónicos sino que muchos gravitacionales son rectilíneos (en especial los escarpes antitéticos a la zona de deslizamiento basal y los escarpes generados por apertura de fracturas o cabeceo) y tienen continuidad a lo largo de varios kilómetros (Ej.: Bovis y Evans, 1996). Además, los escarpes neotectónicos también pueden ser discontinuos. Es muy común que los escarpes neotectónicos se compongan de varios segmentos activos, estando las rupturas en superficie compuestas de pequeños escarpes inconexos pero alineados. Por ello, la

alineación de segmentos puede sugerir ruptura neotectónica pero no es suficiente para descartar el origen gravitacional. Cabe recordar que los frentes y las zonas de falla asociados a inestabilidades topográficas pueden experimentar colapsos, dando lugar a una alineación de estructuras de deformación gravitacional lenta de laderas que puede extenderse varios kilómetros (Ej.: Kellogg, 2001; 2004).

Paralelismo a las curvas de nivel y lineamientos oblicuos a las cimas

McCalpin (1999a) alega que una falla tectónica (activa o no) puede ocupar cualquier posición con respecto a la ladera, ya que el campo de esfuerzos que la originó es independiente a la topografía, mientras que las fallas gravitacionales presentan un fuerte control topográfico. Hasta qué punto el control topográfico se impone al control estructural es difícil de establecer para estructuras ligeramente oblicuas. Ambrosi y Crosta (2006a) estudian una ladera afectada por *Sackung* en los Alpes italianos donde la estructura preexistente, oblicua a las curvas de nivel, era aprovechada por el movimiento de la masa inestable. Lo mismo sucede para los escarpes de la DGPL de Encampanada (Andorra), estudiados por Corominas (1990), Santacana (1998) y Hürlihan et al. (2006). En este caso, los escarpes se disponen a casi 45° de las curvas de nivel. La oblicuidad con la ladera por tanto, no es sintomática de que el escarpe sea tectónico. De hecho, la estructura de los materiales ejerce un control de primer orden en las deformaciones gravitacionales, al igual que puede ejercerlo en la configuración de la red de drenaje. Es por ello que en un paisaje en el que los valles se hayan formado bajo el control de la estructura, tanto los lineamientos gravitacionales como las fallas neotectónicas que aprovechan discontinuidades preexistentes serán paralelos a las crestas y a los valles.

Un fuerte control estructural en el desarrollo de fallas gravitacionales puede hacer que éstas se desarrollen oblicuas a la línea de crestas. Jomard et al. (2006) interpretan erróneamente este hecho como indicativo de un componente neotectónico en las estructuras estudiadas en los Alpes franceses.

Confinamiento a la ladera

Otra de las características más evocadas para atribuir a un lineamiento un origen neotectónico es su desarrollo con independencia a la situación de los valles, es decir, que no esté controlado por la pendiente y que no esté restringido a la ladera. Este criterio hace referencia al requerimiento de una pendiente mínima para la deformación gravitacional lenta de laderas y se ha considerado válido como primera aproximación para sospechar un origen neotectónico.

No obstante, es importante tener en cuenta la posibilidad de que el lineamiento responda a una inestabilidad topográfica a mayor escala. Por ello, el hecho de que se desarrolle atravesando pequeños valles o valles secundarios a uno principal no permite descartar por sí sólo el origen gravitacional. En este caso habrá que comprobar que no exista una pendiente regional con la que la inestabilidad topográfica pueda explicarse. Este problema surge a menudo cuando los escarpes estudiados se encuentran en valles interiores de un macizo.

Curvatura

Respecto a la curvatura, esta podrá ser indicativa de un movimiento gravitacional si es muy acusada o se puede relacionar claramente con los límites de la masa que colapsa. Aunque los escarpes neotectónicos son muy rectilíneos, observados en detalle y en función del material que se fractura, muchos de ellos se componen de segmentos ligeramente

curvos (Vidal-Romaní y Twidale, 1998; Twidale y Bourne, 2004). Además, si se trata de una falla neotectónica con un ligero buzamiento, su traza en una zona de desniveles topográficos presentará inflexiones de acuerdo con la regla de la *A* y la *V*.

Afloramientos de agua

Por otra parte, la asociación con surgencias de agua ha sido utilizada tanto para inferir un origen gravitacional (Clague y Evans, 1994) como uno neotectónico y descartar el gravitacional aludiendo que el buen drenaje en fallas neotectónicas no da lugar a afloramientos de agua (Persuad y Pfiffner, 2004). La parte frontal del plano o zona basal de una deformación gravitacional lenta de laderas no suele aflorar en superficie. Sin embargo, dado que se trata de una zona de circulación preferencial de agua, la presencia de surgencias a media ladera puede estar indicando la localización de este plano o zona basal. La coincidencia de fallas gravitacionales en las cumbres y zonas húmedas estará en función del tipo de deformación y de la permeabilidad de la zona de falla. Si la alineación de surgencias tiene un carácter más regional y si además, se trata de surgencias termales, que provienen de zonas profundas, es muy probable que se trate de una falla tectónica. En cualquiera de los dos casos, el criterio sólo es útil para localizar la presencia de una discontinuidad, pero no da ninguna información acerca de su actividad, ya que la circulación preferencial de agua subterránea se da tanto en fallas activas como en inactivas.

7.3.3. Criterios estructurales cuantitativos

Desplazamiento acumulado y tasas de desplazamiento

En contextos de alta montaña, los desniveles topográficos y los accesos difíciles, dificultan la observación o toma de medidas de deformación en profundidad. La variación del salto acumulado por el desplazamiento de una falla en profundidad no se puede determinar en el campo, a no ser que se pueda observar una sección que contenga a la falla expuesta en una cantera o de forma natural. Si la falla tiene un comportamiento que perdura en el tiempo y durante ese tiempo se han ido formando sedimentos sobre la falla, la cantidad de deformación acumulada aumentará en profundidad. Esto ocurre tanto en las fallas tectónicas como en las no tectónicas. McCalpin (1999a) sugiere de que en caso de que la falla tenga un fuerte buzamiento y se desarrolle en materiales de la corteza que presentan un desplazamiento acumulado mayor que la altura del escarpe, se ha de considerar la posibilidad de que la falla sea neotectónica. Debido a que puede tratarse de una antigua falla tectónica reactivada en superficie por deformación gravitacional lenta de ladera, McCalpin (1999a) señala que esto sólo podrá determinarse si se conoce la historia de deformación durante el Holoceno también en profundidad. En el caso de los Pirineos, los materiales neógenos también pertenecen al periodo neotectónico y la deformación acumulada en ellos podría tenerse en cuenta.

En el caso excepcional de que la falla se desarrolle en profundidad en materiales recientes y se pueda determinar la variación del salto en profundidad, un buen criterio para diferenciar el origen tectónico y gravitacional es comprobar cómo varía el salto en profundidad. Para fallas neotectónicas, el aumento del desplazamiento en profundidad será pequeño mientras que en la deformación gravitacional lenta de ladera la variación del salto en profundidad será mayor, ya que la deformación se amortigua a profundidades por

encima del fondo de los valles. Ustaszewski et al. (2008) presentan algunos datos interesantes acerca de la amortiguación de fallas postglaciares en profundidad (sección 6.5). En su modelo, el salto disminuye en profundidad amortiguándose a 5 km de la superficie. El poco conocimiento de estas variaciones y el acceso limitado a la cuantificación de los desplazamientos en profundidad en el contexto de alta montaña hacen que este criterio sea poco útil.

Las tasas de desplazamiento son probablemente el criterio más útil para identificar el origen gravitacional. En el apartado anterior se han comentado algunas formas de establecer la dirección y sentido de desplazamiento por medios instrumentales. Las tasas obtenidas así indican que la deformación gravitacional lenta de laderas está caracterizada por velocidades muy altas de deformación ($\gg 1$ mm/a) en comparación con las neotectónicas (sección 6.4.3). La Fig. 7. 8 muestra algunos valores de tasas de deformación de fallas gravitacionales, neotectónicas y de recuperación por descarga postglaciar obtenidas por diferentes métodos en el contexto de los Alpes europeos y en los Pirineos. La influencia de la carga vertical (Ej.: por la formación y la desaparición de un lago) en fallas neotectónicas activas puede llevar a que las tasas de desplazamiento queden muy reducidas durante la acumulación de la carga y que aumenten drásticamente durante la descarga (Hampel y Heztel, 2006; Turpeinen et al, 2008).

No obstante, puede tratarse de deformaciones gravitacionales lentas de ladera que sean poco activas en la actualidad. En estos casos, o en casos en que no se tenga acceso a medidas instrumentales, pueden ser útiles las tasas de desplazamiento registradas en la estratigrafía de los materiales afectados por la falla. Como ya se ha comentado, el análisis estratigráfico para establecer la cronología de deformación, ha sido tratado en detalle por McCalpin (1999a) y McCalpin y Hart (2002).

El cálculo de tasas de desplazamiento acumulado a partir de la edad de marcadores geomorfológicos puede ser orientativo pero presenta graves inconvenientes. Por un lado, el desplazamiento puede haber ocurrido mucho después de la formación del elemento con lo cual las tasas de desplazamiento estarán infravaloradas. Por otro lado, el desplazamiento también puede haber ocurrido concentrado en un *lapsus* breve de tiempo o de forma instantánea. En esos casos, la tasa de desplazamiento será útil sólo si el movimiento se produjo poco tiempo después de la formación del marcador. Cuanto más tiempo haya pasado desde ese momento, menores serán las tasas obtenidas y más difícil será diferenciar entre el carácter neotectónico y gravitacional. Estas consideraciones hacen que las tasas obtenidas por Persaud y Pfiffner (2004) y por Hippolyte et al. (2006a) a partir de marcadores postglaciares deban de tomarse como estimaciones mínimas. Además, ambos trabajos se utilizan marcadores que aquí no se han considerado válidos (derrubios, glaciares rocosos y morrenas) (sección 4.3.2). Sin embargo, Hippolyte et al. (2006a) obtienen edades de exposición (^{10}Be) para una superficie de pulido glaciar, marcador que si es válido utilizar, y para el propio escarpe de falla. La cronología de deformación a partir de la exposición progresiva del plano de falla se presenta como una herramienta alternativa de gran utilidad, puesto que parte del momento de exhumación del plano de falla, evitando los inconvenientes comentados antes. Sin embargo, presenta una gran limitación para escarpes en alta montaña ya que, debido a la degradación de la roca por procesos de gelifracción, es muy difícil que se preserven escarpes de falla intactos.

Referencia/ Localidad	Método	Tasa	Interpretación Escarpe
<i>Mt. Roigner</i> <i>Falla de Oule</i> (<i>Alpes occidentales</i>) Hippolyte et al. (2006a)	Datación de superficies de exposición (^{10}Be)	$1 \pm 0,2$ mm/a (2-0,8) mm/a* ¹	G G desencadenado por grandes terremotos
Ustaszewski et al. 2008 <i>Alpes centrales de Suiza</i>	Modelización numérica Edades ^{10}Be	(2, 5-0,05)mm/a* ¹	R
Alasset y Meghraoui, 2005 <i>Falla de Lourdes</i> (<i>Pirineos occidentales</i>)	Estudio de trincheras, Geomorfología, datación con ^{14}C ,	(0, 2-0,25) mm/a	N lenta
Masana et al., 2001; Perea, 2006. <i>Falla del Camp (Cadena Costerocatalana)</i>	Estudio de trincheras, datación con ^{14}C , Termoluminiscencia U/th	0,08-0,02 mm/a	N lenta
Bordonau, 1985 <i>Escarpes Sierra de Hurno</i> <i>Port de Vielha (la Maladeta)</i>	Último máximo glaciar a partir de edades ^{10}Be en la Noguera Ribagorzana (Pallàs et al., 2006)	(0,2-0,28) mm/a* ² (0,98-1,39) mm/a* ²	G N* ³
Esta tesis <i>Falla Norte de la Maladeta, FNM (la Maladeta)</i>	Bioestratigrafía	0,06-0,09 mm/a	N
Esta tesis <i>Fallas de Barrancs (la Maladeta)</i>	Último máximo glaciar a partir de edades ^{10}Be en la Noguera Ribagorzana (Pallàs et al., 2006)	0,2-5,5 mm/a* ²	G

*1 obtenido en esta tesis a partir de las edades y saltos publicados en el trabajo correspondiente.

*2 ver sección 8.1.3, 8.1.4, y 8.3.2.

*3 tasa demasiado alta para se sólo debida a neotectónica según reconsidera en esta tesis.

Fig. 7. 8 Tasas de desplazamiento de fallas neotectónicas y gravitacionales en el contexto de los Alpes europeos y en los Pirineos. G, gravitacional, N, neotectónica, R, recuperación por descarga postglaciar. Todas las tasas de deformación hacen referencia al Cuaternario menos la de la FNM, que se refiere al periodo Mioceno superior-presente.

Orientación con respecto al campo de esfuerzos actual

Thompson et al. (1997a) hacen referencia a la orientación desfavorable de la falla estudiada con respecto al campo de esfuerzos actual para descartar su posible origen neotectónico. En cambio, Persuad y Pfifner (2004) consideran que la orientación favorable de ciertas fallas con expresión geomorfológica con respecto a los esfuerzos compresivos en los Alpes suizos indica que se trata de fallas neotectónicas. Al mismo tiempo, los autores no descartan que otras fallas de orientación desfavorable puedan ser neotectónicas

alegando que al no ser neoformadas, su reactivación es esperable antes que la formación de fallas nuevas.

Lagasque (1984) documenta la existencia de posibles escarpes de falla activos en el macizo de Millas y en el de Querigut (Pirineos Orientales). Estos escarpes tienen de 2 a 4 km de longitud y desplazamientos verticales asociados de 300-500 m. A diferencia de otros múltiples escarpes de aspecto similar documentados en los macizos estudiados, estos no parecen responder a diferencias en la erosionabilidad del sustrato. Aún así, el autor sugiere que para evaluar su naturaleza neotectónica se compare su disposición con el campo de esfuerzos actual.

Para poder hacer uso de este criterio se necesita tener un buen conocimiento del campo de esfuerzos regional y que la magnitud de los esfuerzos tectónicos sea suficiente como para dar lugar al movimiento a favor de una falla. En el caso de zonas de límites de placa inactivos en los que σ_1 y σ_2 son similares, como es el de los Pirineos Centrales (extensión triaxial próxima a uniaxial, con un **factor de forma** $R \approx 0,68$ según Vicente et al., 2008) y la dirección del esfuerzo máximo puede invertirse temporalmente (capítulo 2). Esto ha sido observado también en contextos intraplaca en Europa (Müller et al., 1997). En los Alpes europeos, por citar otro ejemplo, se producen variaciones en el estado de esfuerzo considerables desde las zonas externas hacia el interior de la cordillera en respuesta a un aumento de la energía potencial del relieve que da lugar a un “colapso gravitacional” del edificio orogénico (Jiménez-Munt et al., 2005). Otra variación de la dirección del esfuerzo principal en los Alpes se observa desde la parte oriental y central del orógeno, dominada por extensión (Sue et al., 1999; Sue y Tricart, 2002), hacia la parte occidental en la que domina un régimen compresivo (Persuad y Pfiffner, 2004). El resultado de estas situaciones es que puede haber fallas con actividad tectónica reciente para las cuales sea difícil determinar la dirección de los esfuerzos a los que están sometidas. La consideración del campo de esfuerzos para determinar la viabilidad de la deformación neotectónica requiere que su orientación esté bien establecida, por lo que en contextos de deformación lenta o en zonas de transición entre diferentes dominios este criterio puede ser inservible.

7.3.4. Criterios estructurales cualitativos

A continuación se comentan los criterios estructurales y geológico-estratigráficos resumidos por McCalpin (1999a), a los que se han añadido otros criterios encontrados en la literatura o sugeridos en este estudio. Los criterios estructurales pueden valorarse mejor si las estructuras estudiadas no coinciden con estructuras tectónicas pre-existentes en la zona (el caso más favorable es que no exista deformación tectónica previa). En esos casos, será más fácil valorar la viabilidad de la deformación tectónica dado que se evaluará la neoformación de una estructura y no su reactivación. Lamentablemente, en la mayoría de los casos en que se discute el origen de un lineamiento rectilíneo, la deformación aprovecha estructuras preexistentes y estos criterios resultan poco útiles.

Texturas y estructuras en el basamento

Chigira (1992) y Margielewski (2006) proporcionan claves para caracterizar estructuralmente la deformación gravitacional lenta de laderas y distinguirla de la tectónica. La reptación de la roca en profundidad es capaz de producir estructuras similares a las tectónicas (Margielewski, 2006). Chigira (1992) y McCalpin (1999a) han sugerido que las estructuras gravitacionales presentan características que las hacen distinguibles de las tectónicas. Sin embargo, en lo que se refiere a fallas y zonas de cizalla, en esta tesis no se ha considerado que estas características puedan ayudar a discriminar entre ambos orígenes.

Dado que el objetivo de este capítulo se centra en el estudio de fallas, se han dejado de lado los tipos de pliegues que pueden generarse por deformación gravitacional lenta de laderas. Respecto al uso de los criterios propuestos por Chigira (1992), McCalpin (1999a) recomienda una cierta precaución debido a que se basan en la asunción de que las observaciones corresponden a deformaciones gravitacionales y no tectónicas.

Zonas de cizalla y zonas brechificadas

De acuerdo a las observaciones hechas por Chigira (1992), en un caso de deformación gravitacional lenta de laderas en el que el movimiento no ocurra a favor de estructuras pre-existentes, el bloque superior (que corresponde a la masa movilizada) estará separado del inferior por una zona de cizalla o una zona brechificada de características predecibles en función del tipo de roca y la disposición estructural. En la mayoría de los casos, la zona de cizalla es asimétrica y presenta un límite neto con el bloque superior y un límite gradual con el bloque inferior (Fig. 7. 9).

Estas observaciones tan sólo nos indican que la estructura ha podido generarse por reptación gravitacional pero no permiten descartar el origen tectónico de ésta. Si bien las fallas tectónicas suelen presentar una mayor simetría, este tipo de disposición asimétrica también caracteriza estructuras tectónicas. Si lo que encontramos es una estructura simétrica, podremos descartar que esté siendo generada por la deformación gravitacional lenta de laderas pero no que esté siendo aprovechada por ésta. En rocas masivas en las que la zona de cizalla es oblicua a la estructura, ni siquiera el origen gravitacional puede ser descartado. En definitiva, la simetría de la zona de falla resulta poco útil para descartar el origen neotectónico.

Riemer et al. (1988) determinaron que el origen de la zona de cizalla en uno de los casos de DGPL estudiados en los Andes ecuatorianos no podía ser tectónico basándose en observaciones microestructurales hechas en sondeos. Según los autores, las zonas de cizalla están caracterizadas por una extensión demasiado elevada (espaciado de fracturas en el interior de la cizalla de varios centímetros) como para ser de origen tectónico. Los autores no discuten la posibilidad de que estas fracturas se produzcan por una modificación reciente de una zona de cizalla tectónica.

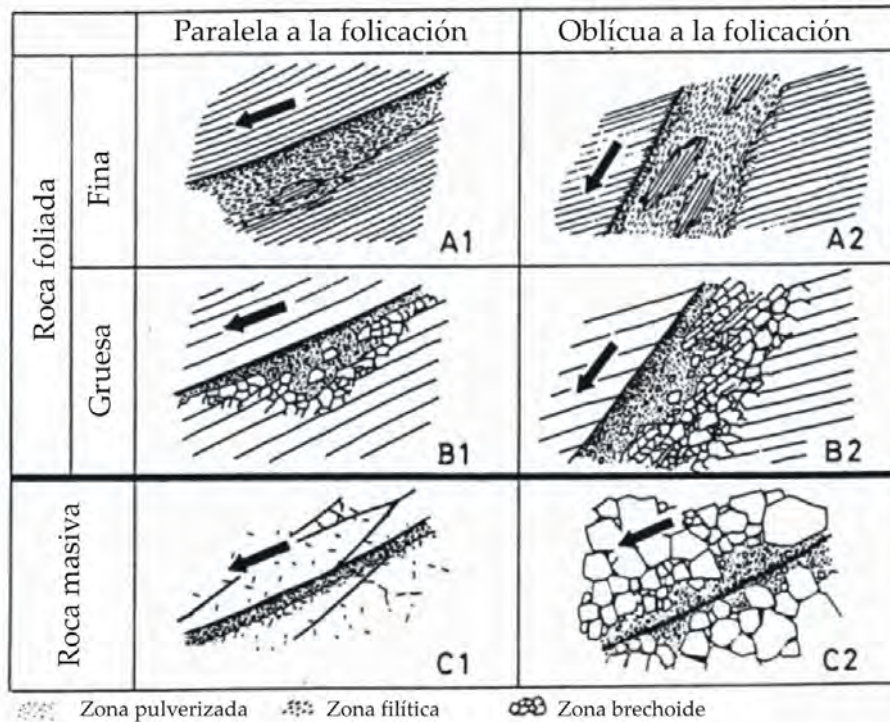


Fig. 7. 9 Aspecto de la mesoestructura de los planos de deslizamiento generados por reptación (gravitacionales) en función de la anisotropía de la roca y la disposición estructural (modificado de Chigira, 1992).

Una observación clave para asignar a la zona de falla un origen gravitacional es la profundidad de ésta, ya que su textura y anchura guardan relación con el peso de la masa movilizada. Aunque podamos encontrar planos discretos de deslizamiento en superficie, es muy improbable que en la parte superior de una zona de cizalla gravitacional se haya desarrollado una banda de deformación de anchura métrica.

Respecto a la profundidad mínima a la que se generan las zonas de cizalla por deformación gravitacional lenta de laderas, no se conocen estimaciones teóricas ni experimentales de ésta. En los trabajos citados en este apartado, ese límite mínimo de observación se sitúa en torno a los 100 m. Para zonas de cizalla limitadas a la parte más superficial de laderas cristalinas, por ejemplo, el origen gravitacional parece inviable.

La geometría en profundidad de las estructuras que afloran puede llevarnos también a asignar o descartar el origen gravitacional. Zonas de cizalla verticales que no presentan continuidad con estructuras subhorizontales superficiales no podrán explicarse como estructuras gravitacionales. A partir de observaciones hechas en cuevas y fracturas métricas, Margielewski (2006) reconoce que la textura de los planos basales de la DGPL se hace más lisa y regular en profundidad. Además, la geometría del plano basal se desvía de la superficie teórica circular típica de deslizamientos rotacionales.

Fracturas de tensión y pulverización

En deformaciones de origen gravitacional Chigira (1992) y Margielewski (2006) reconocen una disminución sistemática del tamaño y la densidad de las fracturas abiertas en profundidad. Esta observación parece poco útil, ya que también es aplicable a macizos fracturados tectónicamente. En éstos, la deformación en superficie está modificada

actualmente por la disminución de la presión confinante, por lo que es lógico que las fracturas estén más abiertas.

La detección de movimientos relativos (deslizamientos, rotaciones, etc.) entre bloques de medidas métricas-submétricas cerca de la superficie también es tratado por Chigira (1992), quien considera estos movimientos indicativos de deformación gravitacional lenta de laderas. Estos movimientos afectan a zonas de aspecto “brechificado” y siempre se producen del interior del macizo hacia la ladera o hacia el fondo del valle.

Las estructuras típicas en rocas masivas son:

- 1) Fracturas de tensión de varios centímetros de anchura, que dan lugar a una red de familias de orientación aleatoria. Aunque algunos juegos de diaclasas pre-existentes son utilizados, la mayoría son de neoformación.
- 2) Zonas pulverizadas por la disminución de tamaño de grano de los cristales minerales.

La presencia de estas estructuras en las proximidades de la falla estudiada tampoco ayuda a discriminar entre gravitacional y neotectónico, pero sí sugiere que se esté produciendo la degradación y el colapso de la ladera por causas gravitacionales.

Estilo de la deformación de depósitos y formas recientes

El estilo de la deformación puede estudiarse mediante medidas directas (con topografía láser, GPS, sensores, fotogrametría etc.) o por observaciones estructurales en afloramientos naturales o en trincheras, sondeos, galerías etc. (sección 6.4.3.). Las características a las que más se ha recurrido en los debates son el carácter compresivo o distensivo, el carácter episódico o continuo, y la dirección y el sentido del desplazamiento.

Dirección y sentido del desplazamiento

La presencia de indicadores cinemáticos que indiquen un movimiento ascendente del bloque superior o un movimiento lateral de los bloques puede ser utilizada para descartar el origen gravitacional de una falla. En estructuras aisladas, si el desplazamiento tiene una componente lateral principal se podrá determinar, con cierta seguridad, el origen neotectónico de la estructura.

La realización de medidas topográficas, el uso de sensores o la observación directa de las morfologías pueden llevar a determinar la dirección y el sentido del vector de desplazamiento de las diferentes partes de una ladera que se deforma. Su aplicación ha sido exitosa en múltiples casos de deformación gravitacional lenta de laderas (Ej.: Moore et al., 1992; Bovis y Evans, 1996; Noverraz, 1996; Ambrosi y Crosta, 2006a), en los que la caracterización del movimiento ha incluido otras observaciones. Siempre que se obtiene un vector de movimiento se hace a partir de la medida de la posición de un punto en dos momentos distintos, con lo que este tipo de datos está siempre acompañado de una tasa de deformación. Estos resultados han indicado un predominio de movimientos horizontales hacia el valle en la base de la ladera. En las partes altas, se registra más variedad de movimientos que incluyen asentamientos verticales e incluso retrocesos (Varnes et al., 2000) relacionados con el basculamiento en dominó de bloques diferenciados dentro de la masa movilizada.

La dirección y el sentido de desplazamiento también pueden venir dados por la observación de estrías en planos de falla que afloran de forma natural o se observan en

sondeos (Ej.: Johnson y Cotton, 2005) y trincheras (Ej.: Thomson et al., 1997a; Tibaldi et al., 2004; Gutiérrez et al., 2008). No siempre puede determinarse con seguridad que el espejo de falla o la estría observada se hayan producido por deformación reciente. Garantía de ello es que se hayan generado en materiales recientes. Si las estrías van acompañadas de mineralizaciones, se puede determinar con seguridad que no son recientes ya que éstas se producen a una cierta profundidad. En escarpes a contrapendiente producidos por deformación gravitacional lenta, las estrías indicarán desplazamiento en buzamiento o ligeramente oblicuo, en función de la disposición de la estructura y el máximo gradiente topográfico.

Deformación continua vs. episódica

Cuando los materiales deformados o relacionados con la deformación son materiales recientes, su estudio mediante trincheras o afloramientos naturales puede esclarecer si la deformación se ha producido de forma continua (deformación más gradual y constante en el tiempo) o de manera discontinua (deformación instantánea por ruptura) (McCalpin, 1999a). En el caso de materiales del basamento, la técnica de datación de superficies de exposición también puede ayudar a determinar el estilo y la cronología de la deformación (Ej.: Hippolyte et al., 2006a). Este criterio, sin embargo, no sirve para determinar la naturaleza de la falla ya que tanto fallas tectónicas como gravitacionales pueden comportarse de ambas maneras. McCalpin (1999a) relaciona la deformación continua y lenta con el origen no sísmico de la falla mientras que la deformación discontinua en eventos separados por periodos de inactividad puede reflejar un comportamiento cosísmico. Las rupturas cosísmicas pueden estar producidas por la propia falla, pero también pueden reflejar la reactivación periódica de la estructura por sismos en otras fallas o por otro tipo de desencadenantes episódicos (Ej.: crisis climáticas). El autor concluye que, cuando se trata de una estructura reactivada, la observación de un comportamiento episódico en superficie no conduce a atribuirle un origen tectónico. Dicha determinación requeriría probar que en profundidad también se ha dado la misma deformación durante el Holoceno, aspecto muy difícil de determinar.

Por tanto, es importante que la deducción de un comportamiento episódico está bien fundamentada. En el estudio de la estratigrafía de una trinchera realizada al pie del escarpe, las discordancias angulares y las cuñas coluviales son rasgos indicativos de comportamiento episódico. McCalpin (1999a) y McCalpin y Hart (2002) proporcionan claves para la correcta interpretación de la estratigrafía en una trinchera, en la que la sucesión de eventos deformacionales y sedimentarios puede llegar a ser muy compleja. El uso de las cuñas coluviales se basa en el supuesto de que el movimiento en la falla, sea ésta o no la que produce el terremoto, ha dado lugar a la formación de un escarpe inestable que colapsa en poco tiempo.

La presencia de cuñas coluviales no puede interpretarse de forma unívoca como el registro de un paleoterremoto. Thomson et al. (1997a) discrepan de la validez de las cuñas coluviales como registro de paleoterremotos en contextos de alta montaña, alegando que el escarpe puede haber estado expuesto durante un largo periodo antes de colapsar. Johnson y Cotton (2005) señalan que las cuñas coluviales que se reconocen en las depresiones asociadas al deslizamiento de Santiago (California, EEUU), cuya actividad está ligada a cambios en el nivel freático, son indistinguibles de las que se asocian a paleoterremotos.

Aunque no se hayan relacionado directamente con paleoterremotos, las cuñas coluviales si han sido interpretadas como el registro de una deformación gravitacional instantánea

(Ej.: Psutka et al., 1995; McCalpin, 1999a; Onida et al., 2000, 2001) En un ambiente de alta montaña, las cuñas coluviales procedentes de un escarpe rocoso tampoco tienen por qué ser el registro de deformación instantánea; al estar el escarpe constituido por material cohesivo, la cuña coluvial puede haberse formado por un colapso repentino del escarpe tras una meteorización continuada (Ej.: acción hielo-deshielo).

Capacidad sismogénica

El carácter sismogénico de un lineamiento basado en el registro sísmico histórico o instrumental es una de las pruebas más directas de la naturaleza neotectónica de una falla. La deformación instantánea (cosísmica o no) no puede equipararse con esta capacidad, como han hecho algunos autores (Ej. Psutka et al., 1995).

El cálculo del número de eventos de magnitud moderada-alta requeridos para explicar el desplazamiento en un lineamiento particular (basándose en su longitud o su desplazamiento asociado) ha sido utilizado para descartar (Hippolyte et al., 2006a) o corroborar (McCalpin, 1999a) el origen sismogénico de un lineamiento.

Se puede descartar el carácter sismogénico basándose en que se requeriría un número de paleoterremotos demasiado grande para un periodo de actividad restringido, siempre que se valore que: 1) puede que el componente neotectónico sólo corresponda a una parte del desplazamiento observado y 2) han podido tener lugar crisis sísmicas en respuesta a fenómenos locales (Ej.: deglaciación, desecación de lagos, ascensos magmáticos etc.), en las que el escarpe habría crecido muy rápido en poco tiempo.

Para fallas tectónicas activas, los movimientos pueden producirse de forma gradual pudiendo igualmente dar lugar a la generación de un espejo de falla, estrías o acanaladuras de falla etc. Según Cowan (1999), el único indicador geológico de sismicidad en una falla es la formación de pseudotaquilita. En caso de que la zona de falla o las rocas adyacentes tengan apatito o zircón, el cierre de sus trazas de fisión (en esta zona y no en las zonas colindantes) también es indicativo de que ha habido desplazamiento sísmico reciente en la falla (D'Alessio et al., 2003). Estas determinaciones se pueden realizar en muy pocos casos, con lo cual la asignación de una naturaleza sismogénica por estos medios será muy excepcional.

Estructuras extensivas vs. compresivas

El reconocimiento de estructuras extensivas o compresivas puede resultar útil para descartar el origen gravitacional de una deformación activa. La mayoría de las estructuras asociadas a la deformación gravitacional lenta de laderas, y en general a los movimientos de masa, son de tipo extensivo y sólo presentan rasgos compresivos en la parte frontal del movimiento. Algunos autores (Psutka et al., 1995; McCalpin, 1999; Jarman, 2006) han sugerido que las estructuras compresivas indican que la deformación no es gravitacional. Para Jarman (2006), las estructuras compresivas observadas en algunas laderas deformadas en los *Highlands* de Escocia son producidas por el ascenso del fondo del valle en relación a las crestas a consecuencia de la descarga postglaciar.

No obstante, la deformación gravitacional lenta da lugar a que partes inferiores de la ladera movilizadas ejerzan presión sobre otras, produciendo estructuras compresivas (Tibaldi et al., 2004) por lo que no se puede tomar como inequívoco este criterio. De todos los estudios de deformación mediante trincheras consultados en esta tesis, sólo se han detectado dos casos en los que se han observado estructuras compresivas que, según se considera aquí, no pueden explicarse por reptación de la ladera hacia el fondo del valle: La trinchera estudiada por Onida et al. (2000) en el paso *Foscagno*, y la trinchera estudiada

por Tibaldi et al. (2004) en el *Monte Scincina*, ambas en los Alpes Centrales de Italia. Aunque Onida et al. (2000) no barajan esta posibilidad, varios aspectos sugieren que la estructura observada en el paso *Foscagno* responda a un movimiento ascendente de la parte inferior de la ladera en repuesta a la descarga glaciaria. Éstos pueden resumirse en la componente inversa de la deformación postglaciaria, la generación de un pliegue de arrastre asociado, las dimensiones del escarpe ($L \sim 1,5$ km; $D_{max} \sim 3$ m) y localización próxima al fondo del valle (<40 m sobre el río). Las observaciones de Tibaldi et al. (2004), sin embargo, muestran una estructura menos vertical que parece responder a un “cabalgamiento” relativo a un juego de bloques en dominó. Los autores proponen un modelo para explicar un caso de DGPL de 7 km de longitud que conlleva la deformación opuesta de dos partes de la ladera continuas y la formación de una zona intermedia en la que se dan acortamiento y movimientos direccionales (Fig. 7. 10).

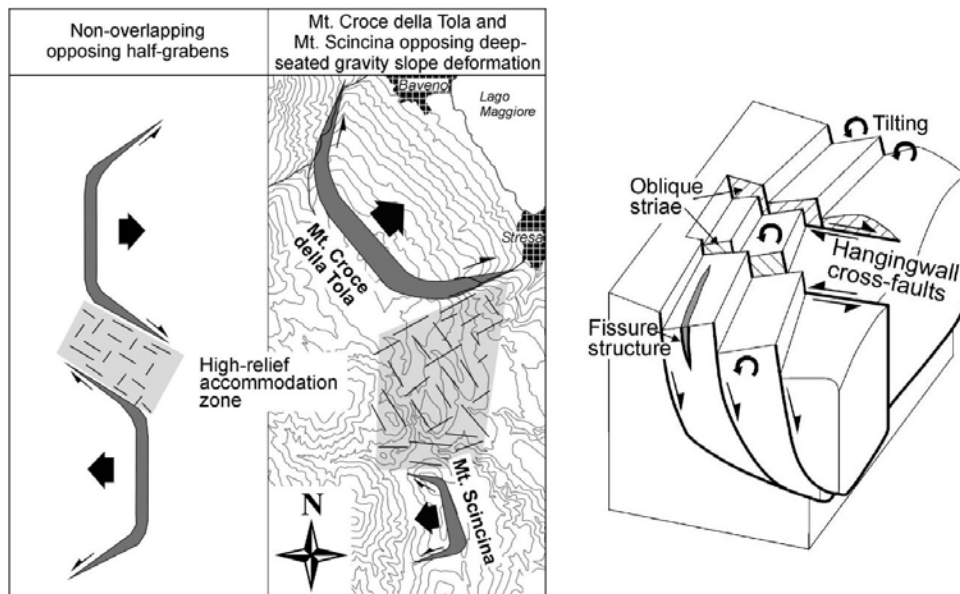


Fig. 7. 10 Deformación gravitacional profunda de ladera en *Mt. Scincina-Mt. Croce della Tolla* (Alpes italianos). Zona de morfología compleja y alto relieve situada entre dos zonas adyacentes de deformación gravitacional profunda con sentidos de desplazamiento opuesto (izquierda). Las diferencias en la velocidad de deformación entre dos partes de la ladera de lugar a zona de fallas “cruzadas” con desplazamiento direccional (derecha). Figuras tomadas de Tibaldi et al. (2004)

7.3.5. Acotación temporal del movimiento y otros criterios

Sincronía entre el movimiento a favor de la falla y paleoterremotos conocidos

Hippolyte et al. (2006a) se basan en las edades de exposición (^{10}Be) de un plano de falla en un escarpe a contrapendiente y de los elementos afectados para considerar que su actividad se produjo principalmente durante la deglaciación, de forma episódica y en relación con grandes terremotos. Los autores sugieren que éstos podrían haberse producido durante una crisis sísmica en relación a la deglaciación, considerando que este tipo de crisis, que suele asociarse a casquetes de hielo (Ej.: Muir-Wood, 2000; Grollimund y Zoback, 2001), puede producirse también en un contexto de glaciares alpinos. Los autores

también fundamentan esta relación causal con la correlación de paleoterremotos en el registro lacustre. McCalpin (1999a) destaca la necesidad de contrastar la información paleosísmica obtenida del estudio de estructuras gravitacionales con datos provenientes de otro tipo de registros, ya que el carácter episódico puede venir dado por crisis climáticas y no por sacudidas sísmicas.

De cualquier modo, aunque estas observaciones pueden reforzar el control de la sismicidad sobre un lineamiento, por sí solas no pueden ser usadas para atribuirle o negarle un origen o componente neotectónico a un escarpe.

Otras relaciones temporales entre fallas adyacentes

McCalpin (1999a) sugiere que la deformación gravitacional lenta puede establecerse basándose en la activación “en cadena” de distintas partes de la ladera, y cita ejemplos en que la deformación es progresivamente más joven hacia la cima (Ej.: Bovis, 1982) o presenta una clara asincronía (Ej.: Beget, 1985). Según el autor, en caso de rupturas cosísmicas, cabría esperar la reactivación simultánea de escarpes adyacentes. Esta consideración no es del todo cierta ya que puede que unos escarpes se activen y otros no en función de su orientación con respecto a la onda sísmica y además, el hecho de que la actividad sea cosísmica no da ninguna pista sobre la naturaleza de la falla.

Este criterio no parece que pueda ser de ayuda para descartar ningún tipo de origen a no ser que se de una clara sucesión de estados de actividad entre fallas paralelas adyacentes y esta sucesión sea indicativa del colapso de la ladera. Por tanto, la presencia de varios escarpes activos es un requisito necesario para poder aplicarlo, con lo que una vez más, no ayuda a resolver el problema de los escarpes rectilíneos aislados.

Asociación espacial con la sismicidad

La sismicidad atribuible a un lineamiento sí puede considerarse un indicativo más directo de su carácter sismogénico y, por tanto, de su naturaleza neotectónica o debida a levantamiento por descarga vertical. Aunque la deformación gravitacional lenta de laderas no produce terremotos destructivos, varios autores le atribuyen capacidad sismogénica (Beck, 1968). Para que la sismicidad sea significativa, los terremotos registrados han de ser de $M >> 3$ (límite estimado por Beck, 1968) o tener una profundidad hipocentral mayor al límite estimable de la deformación gravitacional lenta de laderas en la zona (nivel de encajamiento de la red de drenaje puede ser un umbral razonable). La proximidad del escarpe del *Mount Currie* al epicentro de un terremoto de magnitud $M=7$ llevó a Eisbacher (1983) a identificar la falla que genera el escarpe como fuente sismogénica del evento. Una vez más, el criterio no es infalible, ya que puede haberse tratado de un terremoto ocasionado por una falla ciega y corresponder el lineamiento a una deformación gravitacional lenta de la ladera en respuesta a la sacudida sísmica. Este es el caso de la deformación gravitacional lenta asociada al terremoto de *El Asnam*, en Argelia (Dramis y Sorriso-Valvo, 1983).

Varios autores (Persaud y Pfiffner, 2004; Blikra et al., 2002) han estudiado el origen de fallas activas por su relación con la distribución de la sismicidad regional. Sin embargo, la presencia de lineamientos rectilíneos en zonas de alta sismicidad no puede utilizarse como criterio para determinar el carácter sismogénico de éstos; Tal y como se ha expuesto en diversos trabajos (Ej.: Cavallini et al., 1987; McCalpin e Irvine, 1995), zonas con una mayor actividad tectónica y sísmica presentan un mayor número de casos de deformación gravitacional lenta de laderas.

Asociación espacial con otras variables

Además de la actividad sísmica, se ha podido establecer una relación directa entre la presencia de lineamientos rectilíneos y otras variables como son los máximos valores de levantamiento tectónico (Blikra et al., 2002; Persaud y Pfiffner, 2004), los máximos pluviométricos (Dramis et al., 2002; Jarman, 2006) o el carácter de la erosión glaciaria (Jarman, 2006).

El levantamiento tectónico se asocia a un mayor encajamiento de la red fluvio-glaciaria y, por tanto, a una mayor energía del relieve, por lo que es lógico que esté indirectamente relacionado con la deformación gravitacional lenta de laderas. También la cercanía del nivel freático a la superficie y la presencia de fluidos en general parecen tener una repercusión importante en la actividad de fallas gravitacionales (Ambrosi y Crosta, 2006a), por lo que los periodos de lluvias intensas se han considerado como eventos desencadenantes de ella. Otra asociación ha sido sugerida por Jarman (2006) para los *Highlands* de Escocia, en los que se da una mayor concentración de la deformación activa en los lugares en que se ha producido una mayor y más reciente erosión glaciaria, y por tanto una mayor variación de los esfuerzos tras el glaciario.

La relación con el máximo levantamiento y la descarga en la vertical (Ej.: por erosión o vaciado de un embalse, sección 6.4.1) pueden determinar una mayor actividad sísmica. Al contrario, es muy improbable que las variaciones en el nivel freático o la infiltración superficial de fluidos procedentes del deshielo puedan estar influyendo en la actividad sísmica (y tectónica en general) dadas las profundidades a las que tienen lugar los desplazamientos en las fallas.

7.3.6. Combinación de criterios

Como ya se ha comentado en varias ocasiones, puede darse una convergencia morfológica entre los diferentes tipos de deformación activa. Cuando se trata de escarpes aislados a contrapendiente y subparalelos a la ladera, la combinación de diferentes criterios es imprescindible a la hora de determinar la naturaleza de un lineamiento rectilíneo. A continuación se comentan y avalúan varios ejemplos de combinaciones de criterios que se han considerado especialmente interesantes.

Disposición estructural y morfología de la ladera

Chigira (1992) propone una relación entre las características estructurales de la ladera afectada por deformación gravitacional lenta de laderas (que incluye los tipos cabeceo y DGPL) y las formas que se generan. La propuesta de Chigira (1992), resumida en la Fig.7.11, supone una buena recopilación de los casos más estudiados y muestra la convergencia morfológica que existe incluso entre mecanismos de deformación gravitacional lenta de laderas; Una misma disposición estructural puede dar lugar a más de una forma en función del mecanismo de deformación a la vez que una misma forma se ha podido generar a partir de estructuras diferentes, por diferentes mecanismos. Sin embargo, el propósito del autor es ofrecer una muestra de lo observado en los Alpes de Japón y no representar todos los mecanismos factibles.

Como ya se ha comentado en varias ocasiones, cuando la forma generada es una asociación de formas típicas de *Sackung*, atribuirle un origen gravitacional se presta a poca discusión. La dificultad mayor para determinar el origen se presenta cuando se trata de un único escarpe aislado o un grupo de escarpes rectilíneos que no están asociados a un plano de deformación basal ni al abombamiento de la ladera. La utilidad del esquema de la Fig. 7. 11 para la diferenciación de estructuras neotectónicas, de recuperación elástica postglaciar y gravitacionales se limita a las depresiones paralelas a la cima y a las crestas múltiples; las relaciones propuestas por Chigira (1992) permiten, según se ha considerado aquí, establecer una serie de criterios clave:

- 1) La formación de depresiones paralelas a la estructura y a la cima puede darse en todo tipo de configuración estructural (vertical, subhorizontal, con buzamiento hacia el interior o hacia el valle). A las disposiciones observadas por Chigira (1992) pueden añadirse la estratificación horizontal y la estratificación paralela a la pendiente afectadas por fracturas ortogonales a ellas, en las que puede darse expansión lateral.
- 2) En caso de que pueda reconocerse que sólo se produce cabeceo y que no hay desplazamiento vertical ni de salto en dirección de la ladera, se estará ante un caso inequívoco de escarpe gravitacional (Pendiente convexa, caso III). El cabeceo sólo se produce en disposiciones estructurales verticales o que buzaran fuertemente hacia el interior de la ladera.
- 3) Si los planos de deformación son subhorizontales, el afloramiento de éstos por encima de la base del valle indicará que se trata muy probablemente de un movimiento de masa (caso IV). La deformación tectónica no podría darse dado que el plano queda desconectado de la parte profunda de la falla y la deformación por recuperación elástica tampoco podría darse dado que el movimiento es principalmente horizontal.
- 4) Si se tienen evidencias del desarrollo de fallas subverticales, la disposición estructural observada en la superficie y la morfología de la ladera (casos 1, 2, 4 y II) no permitirán por sí solas distinguir entre deformación gravitacional lenta de laderas y tectónica. En estos casos y en función de la posición en la ladera, la observación de estructuras compresivas asociadas a las fallas puede ayudar a descartar el origen gravitacional. Por ejemplo, parece inviable que las fallas gravitacionales se activen por compresión en las partes medias-altas de la ladera. Si se trata de compresión de origen gravitacional en la parte media-baja, el movimiento tendría que producirse en planos poco inclinados y buzantes hacia el valle (ver discusión de estilos de deformación).

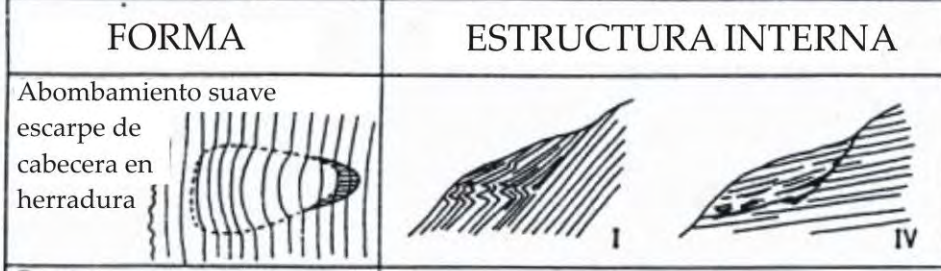


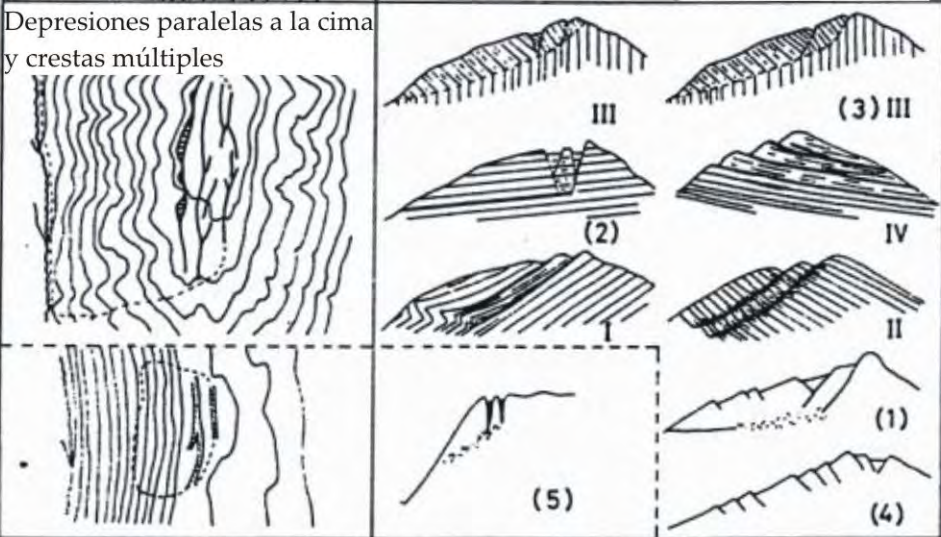
FORMA	ESTRUCTURA INTERNA
Abombamiento suave escarpe de cabecera en herradura	
Depresión que cruza la cima	
Pendiente convexa	
Depresiones paralelas a la cima y crestas múltiples	

Fig. 7. 11 Relación de formas gravitacionales y estructura de la ladera. Modificado de Chigira (1992).

Escarpes rectilíneos aislados y de gran continuidad

Cuando se trata de escarpes aislados, rectilíneos y coincidentes con antiguas fallas, descartar la componente neotectónica de la deformación es complejo. Tal determinación implica que la estructura no sea considerada como una falla capaz de producir sismos, y por tanto, no tenga asociado un riesgo sísmico.

A continuación se recopilan los criterios usados por diferentes autores en dos contextos diferentes, un límite de placas convergente (zona de subducción de Cascadia) y un límite de placas poco activo (los Alpes europeos). Los casos que se comenta son casos de escarpes aislados citados en este capítulo, en torno a los cuales hay controversia respecto al origen.



Fig. 7. 12 **Arriba:** Fotografía desde el aire de la falla de *Hell Creek*. **Abajo:** Aspecto del escarpe de falla de *Hell Creek* en la zona indicada con un círculo en la fotografía de arriba. La escala es una persona al pie del escarpe.

*Dos ejemplos estudiados en las Coast Mountains (Canadá)**Falla de Mount Currie*

McCalpin (1999a) atribuye al escarpe de *Mount Currie* un origen gravitacional basándose en un alto coeficiente D/L y también alegando que la altura media del escarpe (5-10 m) requeriría que hubieran tenido lugar entre 16 y 30 terremotos según las relaciones de Wells y Coppersmith (1994). Puesto que el escarpe se genera tras la glaciación, el autor considera inviable que se haya producido ese número de terremotos.

La primera objeción que cabe hacer a esta determinación es que la falla de *Mount Currie* presenta una deformación por cabeceo demostrada por los vectores de deformación obtenidos mediante dos levantamientos topográficos con 7 años de diferencia y reforzada por observaciones estructurales (Bovis y Evans, 1995). Por ello, la deformación observada no viene dada principalmente por una falla activa (gravitacional o tectónica) sino por el cabeceo de una discontinuidad preexistente. Aún pudiéndose tratar de una falla de comportamiento compuesto, siendo una falla de componente principal normal, su longitud no es suficiente como para considerarla sismogénica con ruptura superficial según los límites establecidos por Wells y Coppersmith (1994). Podría darse el caso de que al estar su expresión limitada a la cima, el resto de la ruptura se localizara en las laderas y hubiera sido obliterada o que se tratara de una ruptura discontinua de la que sólo se aprecia un segmento. En caso de poder ser sismogénica, la consideración de los 16-30 terremotos necesarios para producir el escarpe según a McCalpin (1999a) implicaría periodos de recurrencia entre 1250 y 600 años. Esta recurrencia se ha calculado basándose en el tiempo ocurrido desde la deglaciación en esta región, estimada entre 18 y 20 cal. ¹⁴C ka (Clague y James, 2002). Los valores de recurrencia que se obtienen son razonables para un contexto de límite de placas activo como es el margen pacífico de la placa norteamericana.

Thomson et al. (1997a) consideran poco probable el origen del escarpe de *Mount Currie* por recuperación elástica postglaciar basándose en que hay evidencias de deformación más reciente de ~ 7 ¹⁴C ka ¹ B.P, aún mencionando que el proceso de recuperación elástica se completó en la zona entre los 9 y los 6 ¹⁴C ka. Por otra parte, estos autores descartan el origen neotectónico del escarpe basándose en la deformación continua observada en una trinchera excavada al pie del escarpe y la disposición desfavorable con respecto al campo de esfuerzos. Los autores derivan el campo de esfuerzos a partir de los datos de 17 terremotos de magnitud moderada, mediante el mecanismo de inversión micropolar a partir de los ejes P y T, mecanismo cuestionado en la actualidad (Capote et al. 1991).

Por todo lo expuesto, en esta tesis se considera que la falla de *Mount Currie* tiene un componente gravitacional que controla su expresión en superficie pero no se ha demostrado que la falla no sea capaz de producir terremotos.

Falla de Hell Creek

En cuanto la falla de *Hell Creek*, McCalpin (1999a) le atribuye una $L= 5,8$ km y un desplazamiento medio de $D_m= 2,5$ m que, según el estudio paleosismológico de Psutka et al. (1995), se ha acumulado en tres eventos. El autor le asigna así un desplazamiento medio por evento de 0,83 m, y determina que la falla está caracterizada por parámetros típicos de fallas sismogénicas de acuerdo a las relaciones de Wells y Coppersmith (1994). Esta deducción, según se considera aquí, no es del todo correcta. La falla de *Hell Creek*, tal y como han establecido Clague y Evans (1994) y como ha podido comprobarse mediante el estudio topográfico y la observación directa en el campo, está compuesta de dos segmentos separados por un deslizamiento que abarca 1 km de la traza; Se distinguen así un segmento de $L= 3,8$ km y 22 m de desplazamiento máximo (D_{max}) y otro segmento de $L= 1$ km y

$D_{\max} = 6$ m (Fig. 7. 12). Esto implica una primera complicación para caracterizar el sistema con un valor de D/L .

Los datos utilizados por McCalpin (1999a) para representar el rango de desplazamientos en los deslizamientos le llevan a descartar el origen gravitacional de estas fallas (Fig 7. 13 arriba). Este tipo de consideración no tiene en cuenta que las fallas gravitacionales se mueven a velocidades mucho menores que los deslizamientos típicos. Además, si aprovechan estructuras preexistentes, será lógico que en un estado incipiente presenten relaciones D/L muy pequeñas, típicas de fallas neotectónicas.

En la gráfica de la Fig. 7. 13 derecha (modificada de Nicol et al., 2005) pueden apreciarse los valores de D/L medidos en 547 fallas por Schilsche et al. (1996) y los modelos de crecimiento propuestos por Walsh et al. (2002) y Nicol et al. (2005). Sobre esta gráfica se han representado los valores típicos de desplazamientos así como los desplazamientos de las fallas de *Mount Currie* y *Hell Creek* que McCalpin (1999a) utiliza en su discusión. Si en lugar de representar el desplazamiento medio se representaran el desplazamiento máximo (6 m), la relación D/L continúa siendo compatible con los valores considerados por Nicol et al., (2005). A pesar de que estos valores han sido obtenidos en un contexto tectónico muy diferente (sistemas de fallas *sinrift*), se ha querido realizar la comparación para mostrar que la valoración de las relaciones D/L no es sencilla.

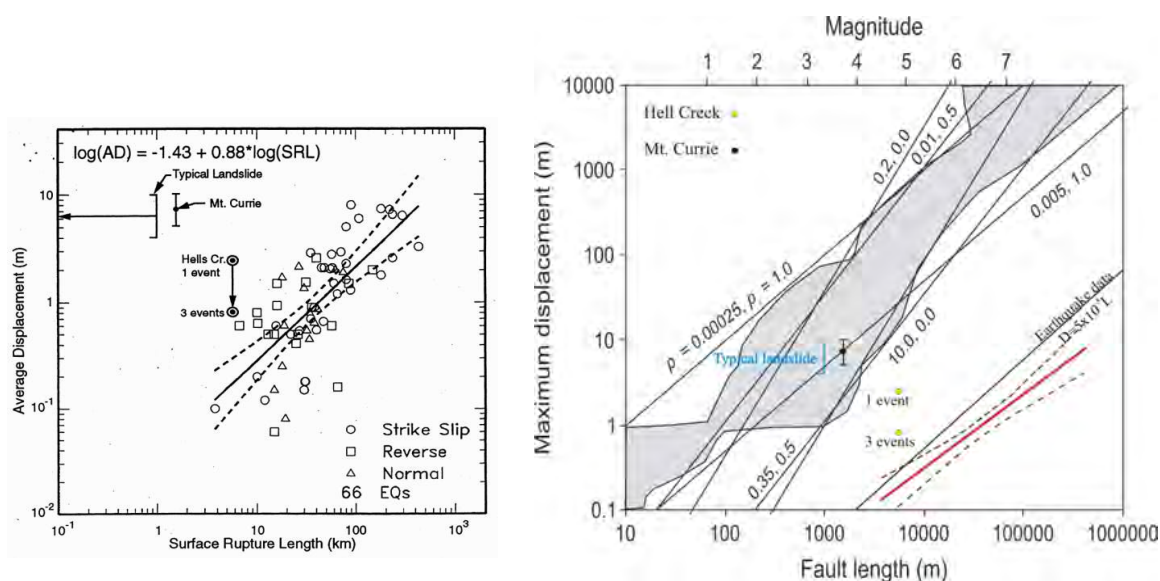


Fig. 7. 13 **Izquierda:** Relaciones de desplazamiento medio frente a longitud de ruptura para fallas sismogénicas observadas y definidas por las relaciones de Wells y Coppersmith (1994). Línea discontinua representa las relaciones considerando los errores. Valores típicos para deslizamientos y para las fallas de *Mount Currie* y *Hell Creek*. Para esta última, considerada neotectónica, se ha proyectado el desplazamiento para un evento de mayor magnitud (*1 event*) y el que resulta de descomponerse en tres eventos distintos de menor magnitud (*3 events*). Tomada de McCalpin (1999a). **Derecha:** Relaciones D/L observadas y modelizadas para sistemas de fallas normales activas (modificada de Nicol et al., 2005). Se han representado los parámetros D y L de las fallas *Mount Currie* y *Hell Creek* que McCalpin (1999a) ha utilizado en su discusión. Nótese que los valores de D representados para éstas fallas corresponden al desplazamiento medio, y que los desplazamiento máximos correspondientes estarían incluidos o situados más próximos a los valores considerados por Nicol et al. (2005).

Dos ejemplos de los Alpes europeos

Dos casos en que se hace uso de la combinación de criterios son los trabajos recientes de Perdaud y Pfiffner (2004) e Hippolyte et al. (2006a) en los Alpes europeos.

Persaud y Pfiffner (2004) intentan esclarecer el origen de los lineamientos estudiados en los Alpes orientales por medio de su relación con la sismicidad, los mecanismos focales y los centros de mayor levantamiento. Los autores no consideran que la sismicidad del área estudiada sea suficiente como para explicar el carácter sismogénico de los lineamientos cartografiados. La falta de un número de terremotos grandes suficiente para explicar el carácter sismogénico y la longitud insuficiente de los escarpes para ser considerados rupturas primarias sugieren que se trate de estructuras secundarias. Aún así, los autores infirieren que, en una de las zonas, los escarpes reflejan la reactivación tectónica de fallas basándose en que su orientación coincide con la de planos nodales de terremotos transcurrentes. De hecho, Persaud y Pfiffner (2004) establecen que en las zonas de mayor levantamiento está teniendo lugar la neoformación de fallas normales mientras que donde el levantamiento es menor, predomina la reactivación de fallas transcurrentes. Si bien estas relaciones pueden reflejar una situación real en profundidad, la relación espacial con lineamientos rectilíneos, según se considera aquí, no queda bien establecida. Al contrario, se han detectado muchos indicadores que hacen muy probable que el origen de la mayoría de ellos sea gravitacional o por recuperación elástica postglaciar. Éstos pueden resumirse en: el gran número de lineamientos documentados, la asociación espacial entre ellos, sus elevadas tasas de deformación, su posición restringida a la parte superior de la ladera así como su paralelismo con la estructura preexistente y con la orientación de los valles. Sin embargo, los autores descartan esta posibilidad basándose en criterios morfológicos que únicamente remiten a formas muy concretas de deformación gravitacional lenta de laderas (escarpes curvilíneos, discontinuos, que adquieren un carácter más horizontal en profundidad y asociados a un abombamiento de la base de la ladera) o criterios que no son indicativos únicamente de fallas tectónicas (relación con afloramientos de agua) o fallas gravitacionales (fracturas abiertas, estructuras en graben, aspecto desmembrado).

Los escarpes estudiados por Hippolyte et al. (2006a) en el Macizo de *Belledone*, en los Alpes franceses habían sido interpretados anteriormente como neotectónicos debido a su longitud y morfología rectilínea. Otros aspectos que sugerían una naturaleza neotectónica habían sido la microsismicidad y la deformación medida con GPS. Los autores se basan en un conjunto de observaciones geomorfológicas (principalmente en las relaciones D/L, Fig. 7. 7) para atribuir a los escarpes un origen principalmente gravitacional pero no descartan la posibilidad de que puedan estar situados sobre una falla activa en potencia, la falla del sinclinal *Median*.

En ese mismo trabajo, los autores estudian otro grupo de escarpes en *Les Arcs* cuyo aspecto es muy similar a los del Macizo de *Belledone* y utilizan criterios morfológicos y estructurales para asignarles un origen por cabeceo.

7.4. RECAPITULACIÓN Y PROPUESTA DE UNA CLASIFICACIÓN GENÉTICA DE LOS LINEAMIENTOS RECTILÍNEOS.

En la Fig. 7. 5 se recoge la evaluación de los criterios usados por otros autores para distinguir entre diferentes tipos de fallas activas. Su revisión ha dado lugar a considerarlos como inválidos, válidos o válidos con restricciones. La valoración de estos y otros criterios utilizados en la literatura, y la propuesta de otros aspectos no tratados anteriormente, lleva

a establecer una serie de puntos clave para determinar el origen de un lineamiento rectilíneo en un contexto de alta montaña. Teniendo en cuenta que, además de la deformación activa, el efecto de la erosión-meteorización ha de ser tenido en cuenta como generador de lineamientos rectilíneos, los posibles orígenes de estos pueden dividirse en:

1. EROSIVO

1.1 Sin desplazamiento. Ej.: *Forma fluvio-glaciar o periglaciar lineal.*

1.1 Con desplazamiento sólo aparente. Ej.: *Forma resultante de la acción erosión diferencial laminar.*

2. POR DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL LENTA DE LADERAS

2.1 Cabeceo o apertura de fracturas (2.1.a Sin desplazamiento y 2.1.b Con desplazamiento sólo aparente).

2.2 Expansión lateral

2.3 Formación de una falla gravitacional a contrapendiente (siempre existe un desplazamiento real).

3. TECTÓNICA GLACIAR

3.1 Flexión elástica de la corteza superficial

3.2 Compensación isostática de la litosfera

4. NEOTECTÓNICA

4.1 Falla principal

4.2 Falla secundaria

La Fig. 7. 14 resume las características de los lineamientos rectilíneos que cada uno de estos procesos genera y que ayudan a distinguir unos tipos de otros. El cuadro sinóptico de la figura no puede tomarse como un documento infalible sino como un material orientativo, ya que algunas de las características recogidas no están siempre presentes. A su vez es importante no olvidar que es frecuente que varios procesos actúen de forma conjunta y que, por tanto, algunos de estos rasgos distintivos pueden estar “enmascarados”. Por ejemplo, una falla preexistente reactivada por deformación gravitacional lenta de laderas en estado incipiente no estará caracterizada por relaciones D/L altas o una falla neotectónica que en superficie aflora en una vertiente inestable y está sometida a deformación gravitacional lenta de laderas puede presentar altas tasas de deformación (sólo en superficie) o una relación D/L anómalamente alta.

El aspecto más relevante que ha de tomarse como punto de partida de un “guión de discusión” es la existencia o no de un desplazamiento real asociado al escarpe, es decir, que el escarpe sea el resultado del movimiento a favor de una falla o no lo sea. Para ello, se ha propuesto comprobar si existe un aumento del desplazamiento desde los extremos hasta el centro de la traza del escarpe mediante el análisis morfométrico. La ausencia de desplazamiento en un contexto de alta montaña implica que no se trata de la expresión en superficie de una falla y por tanto, reduce el número de posibles orígenes a 1) erosivo ó 2) algunos casos de deformación gravitacional lenta de laderas. Si existe desplazamiento, éste puede ser sólo aparente, es decir, producto de la erosión o combinación de ésta con la apertura de fracturas o el cabeceo a favor de discontinuidades sin que exista movimiento a favor de una falla.

Lo que sigue pretende ser un guión de trabajo útil para determinar el origen de un lineamiento rectilíneo en un contexto de alta montaña:

- 1) Si no tiene desplazamiento asociado, el lineamiento no es una falla activa. Las claves para diferenciar entre lineamientos erosivos y producidos por deformación gravitacional se hallan en el análisis de la viabilidad de los procesos que lo generan. La coincidencia con cambios de resistencia de la roca coherentes con el relieve que se observa o la evidencia de procesos erosivos y meteóricos que generan formas lineales sugieren que el componente erosivo sea el principal.
- 2) Si tiene desplazamiento asociado, éste puede ser real o aparente. Si es aparente, puede resultar de la sobreimposición de un proceso erosivo sobre los tipos 1.a , 2.1.a y 2.2. Si el desplazamiento es real, se trata de una falla activa. La existencia de movimiento puede constatarse mediante la instrumentación del escarpe. Si el terreno no presenta diferencias de movimiento a un lado y a otro del escarpe, esto no quiere decir que no sea una falla activa sino más bien que en la actualidad no tiene movimiento. Una manera de determinar que se trata de una falla reciente es el análisis de detalle de la variación del salto a lo largo de la traza. Si el desplazamiento disminuye sistemáticamente hacia los extremos, es muy probable que se trate de una falla. Este análisis requiere la comparación de las variaciones de salto con la variación en capacidad erosiva de los procesos que actúan (Ej.: localización de fondos de valle y crestas para un lineamiento que atraviesa varios valles secundarios).
- 3) Los lineamientos generados por deformación gravitacional lenta de laderas (tanto con desplazamiento como sin él) han de poder explicarse por la viabilidad de los distintos mecanismos conocidos. Éstos tienen en común que se desarrollan subparalelos a la ladera o en caso de ser oblicuos, también a favor de la estructura preexistente en la roca, y que requieren la existencia de una inestabilidad topográfica. Por tanto, los lineamientos rectilíneos cuya orientación coincide con la máxima pendiente o están próximos a ella, o los lineamientos en los fondos de los valles pueden ser descartados. Esto no puede hacerse de forma general sino que requiere que se elimine cualquier posibilidad de inestabilidad que pudiera detectarse considerando la fisiografía de un área mayor. Una característica no siempre presente pero sí indicativa es el abombamiento de la ladera.
- 4) Diferenciar entre los distintos tipos de fallas (tipos 2.3, 3 y 4) requiere una revisión de la viabilidad de los mecanismos que pueden generarla así como tener en cuenta otras evidencias que no estén en relación al escarpe y que puedan favorecer los distintos tipos.
- 5) Los escarpes tipo 2.3 pueden ser reconocidos por las claves planteadas en el punto 3), a las que podemos añadir otras por el hecho de estar generados por movimiento a favor de fallas:
 - a. Asociación de formas consistente en un escarpe de cabecera o depresiones en la cima y una agrupación de escarpes paralelos confinados dentro de la masa afectada por la inestabilidad.
 - b. Altas tasas de deformación.
 - c. Altos valores de D/L (por lo general, $> 0,001$).

La deformación asociada es sólo distensiva, salvo algunas excepciones que pueden ser reconocidas si se considera el conjunto de formas (Ej.: componente inverso asociado a movimiento de bloques en dominó o fallas direccionales de acomodación de movimientos diferenciales de dos partes de la ladera).
- 6) Tanto las fallas debidas a tectónica glacial como las neotectónicas pueden, a diferencia de las gravitacionales, producir terremotos destructivos (límite inferior $\approx M_w 4$). Éste puede determinarse según criterios geológicos o sísmicos (sismicidad histórica o instrumental).
- 7) La tectónica glacial puede identificarse por las siguientes claves:

- a. Coincidencia con discontinuidades preexistentes subverticales.
 - b. Coincidencia espacial con los máximos espesores de hielo.
 - c. Cronología de deformación indicativa de una ralentización del movimiento.
- Una falla debida a tectónica glacial ha de reunir todas estas características. Sin embargo, estas claves no son útiles para diferenciarlas de una falla neotectónica o una falla gravitacional, que también pueden cumplirlas.
- 8) Las fallas neotectónicas estarán caracterizadas por tasas de deformación mucho menores a las otras fallas consideradas aquí. Sin embargo, tasas altas pueden ser debidas a un componente gravitacional o de tectónica glacial adicional. De la misma forma, fallas que no sean neotectónicas pueden presentar tasas bajas en relación a una ralentización del movimiento a favor de ellas o por ser fallas incipientes. El mismo razonamiento puede seguirse para el índice D/L, que para fallas neotectónicas ha de ser bajo (por lo general, $< 0,001$). Los argumentos más inequívocos para atribuir a una falla un origen neotectónico se reducen a:
- a. La exclusión de los otros orígenes por ser considerados inviables.
 - b. El reconocimiento de un estilo de deformación que sólo se da en fallas neotectónicas, como un componente lateral o inverso que no puede explicarse por otros mecanismos de deformación activa.
 - c. La identificación de una historia de desplazamiento asociada que se remite a periodos preglaciares.

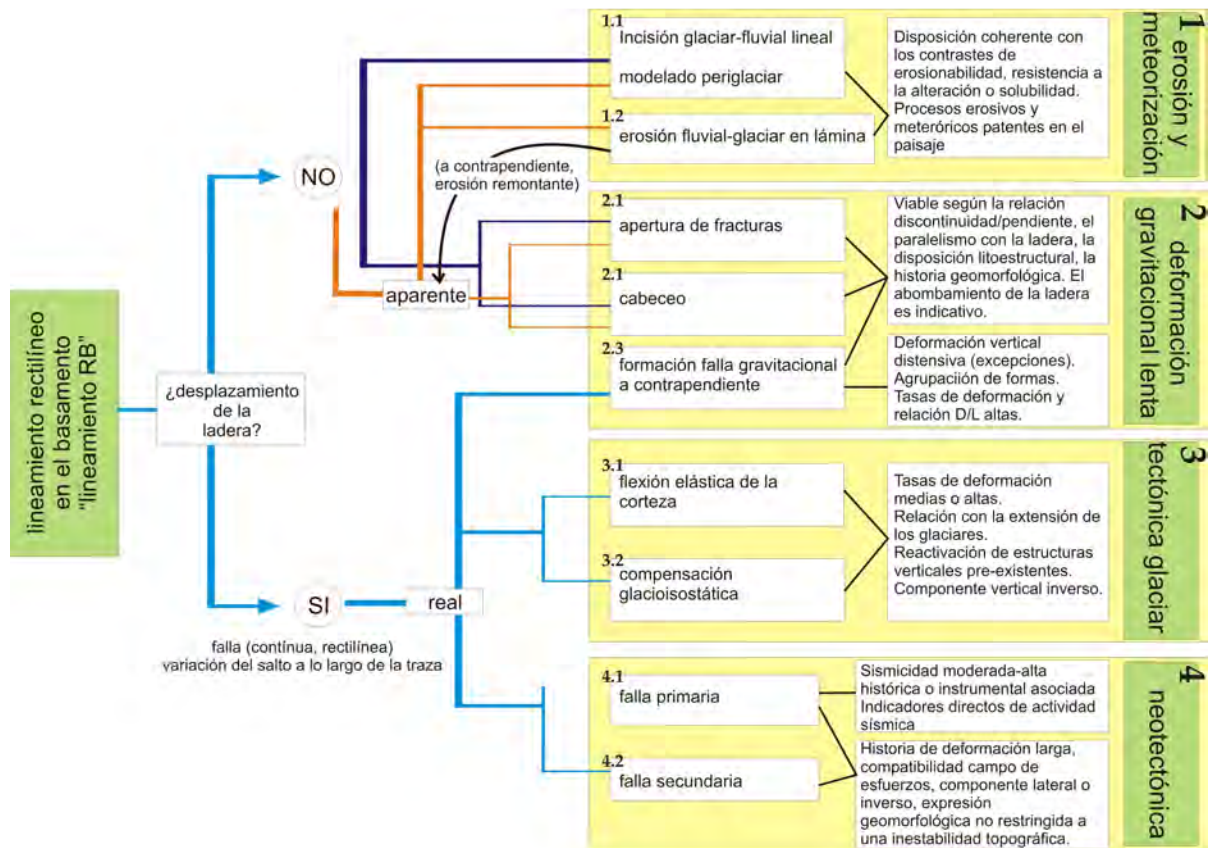


Fig. 7. 14 Aspectos a considerar a la hora de determinar el origen de un lineamiento.

CAPÍTULO 8

LINEAMIENTOS RECTILÍNEOS EN EL MACIZO DE LA MALADETA

En la zona de estudio, la convergencia morfológica de diferentes procesos conlleva que lineamientos rectilíneos de aspecto muy similar tengan génesis muy distintas. Para evaluar qué proceso puede estar generando cada lineamiento rectilíneo (lineamiento rectilíneo en el basamento) cartografiado, se han utilizado algunas de las herramientas consideradas de forma teórica en el capítulo anterior. Los procesos que convergen son la erosión, la deformación gravitacional lenta de laderas, la recuperación elástica postglaciar de la corteza y la neotectónica. Se han analizado aspectos claves, como la litología, la estructura, la morfometría y la pendiente, que han llevado a la detección de posibles fallas activas. La discusión sobre el origen de la actividad asume que el desplazamiento aparente asociado al escarpe puede tener un importante componente erosivo y se centra en la posibilidad de que se trate de fallas neotectónicas normales.

8.1 INTERPRETACIÓN GENÉTICA DE LOS ESCARPES

8.1.1 De la clasificación geométrica a la clasificación genética

Tipos genéticos considerados

La clasificación seguida para realizar el inventario de lineamientos del Mapa Anexo II se expone en el capítulo 4 (sección 4.2.4.). A partir de ella, y teniendo en cuenta el guión de discusión propuesto en el capítulo anterior (sección 7.4.), se puede establecer una relación entre clasificación geométrica y genética de los lineamientos. La Fig. 8. 1 muestra las posibles génesis que un lineamiento rectilíneo puede tener en función del desplazamiento asociado y de su disposición en la ladera. No se ha incluido la génesis por compensación isostática glaciar al ser considerada muy improbable en la zona de estudio debido al tamaño que debieron tener los glaciares pirenaicos durante el Cuaternario. En cuanto a la morfología de los lineamientos, no se ha observado ningún lineamiento con desplazamiento lateral, por lo que este tipo no se ha incluido en la tabla. Tampoco se han incluido los escarpes curvilíneos al entender que éstos siempre se originan por erosión o por un movimiento de masa y por tanto no corresponderán nunca a la expresión de una falla tectónica activa. Pequeñas inflexiones en la traza de un escarpe no han sido consideradas como geometrías curvas.

DESPLAZAMIENTO ASOCIADO, POSICIÓN EN LA LADERA		SIN DESPLAZAMIENTO ASOCIADO (O SÓLO APARENTE) NO EXISTE FALLA	CON DESPLAZAMIENTO ASOCIADO		
			A FAVOR DE LA PENDIENTE	PERPENDICULAR A LAS CURVAS DE NIVEL	A CONTRAPENDIENTE
GÉNESIS					
EROSIVO		Todos los lineamientos tienen un importante componente erosivo. Algunos se explican por diferencias de resistencia a la erosión entre dominios litológicos. Ej: <i>CABIDORNATS, LAC DE MAR.</i>			
	DGPL		Los escarpes de coronación de los casos de DGPL.		FANFGONIELLES-UBAGO, BARICAUBA, JOEU, MULLERES-NERE, RUDA, PORT DE LA BONAIGUA, ROCA BLANCA CONJUNTO DE ESCALETA-BARRANCS
	CABECEO	Algunos de los casos de escarpes a contrapendiente por DGPL pueden tener una componente debida al cabeceo. Ej.: <i>COLOMERS</i>			
	EXPANSIÓN LATERAL				
TECTÓNICA GLACIAR	FLEXIÓN ELÁSTICA DE LA CORTEZA		<i>BARRANCS?</i>		<i>BARRANCS? BARRANCO DE BALLIBIERNA?</i>
NEOTECTÓNICA	FALLA PRINCIPAL		FNM		FALLA DE CORONAS SISTEMA DE FALLAS RIUS-CABANES?
	FALLA SECUNDARIA				SISTEMA DE FALLAS RIUS-CABANES?

Fig. 8. 1 Tabla de relación de clasificaciones e inventario de escarpes para los cuales se ha determinado su origen. Los tipos posibles se han señalado con casillas grises. Gris oscuro corresponde a los tipos que se han documentado en el área de estudio, y gris claro a los tipos que son viables pero de los cuales no se han observado casos. Los casos identificados pueden localizarse en la Fig. 8. 2.

En la Fig. 8. 1 se han incluido los lineamientos rectilíneos a los cuales se les ha atribuido un origen. En este capítulo se tratarán cada uno de estos casos, valorando su capacidad sismogénica.

8.1.2 Valoración del componente erosivo-meteórico

La valoración de la génesis de los escarpes por erosión, disolución y alteración diferencial ha requerido el análisis de las propiedades litológicas y estructurales del sustrato que influyen en la forma del relieve. Cuando estas propiedades cambian a lo largo de límites rectilíneos, la acción de los agentes erosivos y meteóricos puede dar lugar a la generación de escarpes de aspecto muy similar al de fallas activas. Los principales procesos erosivos y meteóricos que dan lugar a escarpes reconocibles en la zona de estudio son:

- a) procesos erosivos glaciares que generan formas lineales (*whaleback* y corredores de sobreexcavación), rocas aborregadas y umbrales rocosos (Sección 7.2, Fig. 7.4).
- b) gelifracción que realza las discontinuidades planares subverticales.
- c) erosión laminar remontante; erosión de la ladera hacia las crestas a partir de un “nivel de base local” que se produce por el vaciado de una banda de roca de mayor erosionabilidad o la creación de un espacio entre dos fracturas (erosión tipo *Jahn*, capítulo 6 sección 6.2.2.).
- d) disolución preferencial a lo largo de bandas calcáreas.

Resistencia diferencial

Para saber si los lineamientos rectilíneos cartografiados en la Maladeta (Mapa Anexo II) reflejan una respuesta diferencial de la roca a los procesos erosivos y meteóricos, se comparó la localización de éstos respecto a los contrastes de resistencia del basamento sobre el que se desarrollan. Además de considerar los dominios litológicos, se prestó atención a las características estructurales estudiadas por Arranz (1997) y Leblanc et al. (1994) en el batolito de la Maladeta y a otras estructuras identificadas en el trabajo de campo. Se han superpuesto los lineamientos cartografiados (Mapa Anexo II) a los siguientes mapas:

- 1) mapa litológico, Fig. 8. 2.
- 2) mapa de lineaciones magnéticas de Leblanc et al. (1994), Fig. 8. 6.
- 3) mapa de foliaciones magnéticas de Leblanc et al. (1994), Fig. 8. 6.

Cambios petrológicos

La superposición del mapa de lineamientos rectilíneos de la zona y el mapa de litologías permite reconocer que algunos de los escarpes se desarrollan a lo largo de contactos litológicos (lineamientos que marcan el límite del macizo plutónico y lineamientos en el interior de éste). Algunos lineamientos rectilíneos también son correlacionables con cambios en la petrología granítica (*Estany Negre-Colomers* y *Cabidornats*, Fig. 4.16 A y Fig. 8. 3), siendo siempre coincidentes con fallas preexistentes. Más adelante se verá cómo el análisis topográfico de detalle (sección 8.1.3.) no muestra una recuperación de la altura del bloque hundido conforme este se aleja de la falla, como cabría esperar si el desnivel se produjera únicamente por la erosión remontante hacia la cabecera a partir de la incisión preferencial en la zona de falla. Este hecho podría indicar que o bien se trata de un desplazamiento real originado por una falla activa o bien se trata de un escarpe erosivo en

el que el contraste litológico de dos dominios graníticos es la causa principal del desnivel observado. Estas dos génesis pueden también ocurrir de forma conjunta.

Control textural y estructural

Según García Sansegundo (1991a, 1996), las estructuras variscas en los materiales encajantes del batolito de la Maladeta, reflejan dos fases de plegamiento y presentan discontinuidades estructurales (clivajes, fallas) orientaciones predominantes E-W (Ej.: cabalgamientos de *la Tuca* y *La Picada-Valarties*). Estas estructuras son verticales en la parte norte y tienen 30° de buzamiento al norte en la zona sur. En la parte meridional, aunque menos representadas, también se dan estructuras N-S (Zona de la Noguera Ribagorçana). Las fracturas que siguen orientaciones E-W son dominantes.

Las estructuras en el interior del macizo han sido estudiadas en detalle por Arranz (1997). Aunque el autor distingue entre fallas variscas, alpinas y fracturación reciente, aquí sólo se ha atendido al desarrollo de zonas de falla, considerándose todas ellas preexistentes; la magnitud de los esfuerzos en la cordillera pirenaica durante el periodo neotectónico no es suficiente como para generar fallas tectónicas nuevas (capítulo 2). La Fig. 8. 4 muestra un resumen de los datos estructurales de Arranz (1997) y la evaluación del aspecto de los lineamientos rectilíneos relacionados (grado de incisión, etc.). La Fig. 8. 5 presenta los diagramas de rosas de los lineamientos rectilíneos cartografiados en esta tesis y de la fracturación postvarisca analizada por Arranz (1997). La comparación de los diagramas muestra que las familias b) y c) de la Unidad Aneto y b) de la Unidad Boí reconocidas por Arranz (1997), a pesar de no ser las más frecuentes, sí son las que han dado lugar a un mayor número de lineamientos rectilíneos. La diferencia en las frecuencias de las orientaciones podría ser el resultado de una disposición más favorable de unas familias con respecto a otras en cuanto a la generación de fallas o escarpes erosivos pero también puede que se deba a la diferente cantidad de datos analizados y al tratamiento dado a éstos (por ejemplo, en esta tesis tienen una longitud > 300 m). Se observan multitud de escarpes en relación a una erosión preferencial en bandas de intensa fracturación, donde el espaciado entre diaclasas se reduce de decamétrico a métrico y centimétrico. Todas las zonas de cizalla del macizo (tanto con foliación milonítica como sin ella) tienen asociada la formación de un “corredor” formado por erosión diferencial a lo largo de ellas. La Fig. 8. 3 (fotografías D y C) muestra el aspecto de la textura de la roca en estos corredores: una zona de cizalla con desarrollo de foliación milonítica y una brecha de falla.

Prácticamente todos los lineamientos rectilíneos coinciden con discontinuidades preexistentes. Los lineamientos de *Ruda*, *Roca Blanca*, y de las laderas bajo el pico *Pinetó* (Fig. 8.2), sin embargo, no coinciden con la estructura local ni con los contactos entre materiales encajantes. El paralelismo de estos escarpes a las crestas y la fuerte pendiente de las laderas lleva a considerarlos como producto de la deformación gravitacional. La viabilidad de sus posibles mecanismos de generación se comenta más adelante.

En la cartografía del Mapa geológico (Mapa Anexo I) se han incluido las fallas principales pero no los pliegues. Se han identificado tres casos (*La Escaleta*, *Nere-Lac de Tòro* y *Port de Vielha*) en los que los lineamientos coinciden con el núcleo de una estructura sinclinal. Algunos cambios litológicos a pequeña escala, no reflejados tampoco en el Mapa Anexo II, han sido identificados en el campo. En estos casos se ha tratado de escarpes coincidentes con diques plutónicos y con bandas de calizas en el interior del macizo (Ej.: Fig. 7.2.B).

Con la intención de evaluar en qué medida la fábrica primaria de la roca determina el desarrollo de lineamientos RB, éstos se compararon con datos magnéticos (interpretables en términos de estructura magmática) publicados para el batolito de la Maladeta. Las lineaciones y foliaciones magnéticas determinadas por Leblanc et al. (1994) se muestran en la Fig. 8. 6. Debido a la resolución de los datos magnéticos, éstos sólo se han comparado con los escarpes de mayor continuidad. Tan solo en dos casos (Falla *Rius-Colomers*, Banda de cizalla *Negre-Colomers*) se ha identificado una correspondencia entre cambios en la foliación magnética y escarpes de gran desarrollo.

Uno de los escarpes de mayores dimensiones, la falla de Coronas (Fig. 4.16D), no es coincidente con cambios en la orientación de la foliación magnética ni con un cambio litológico en el interior del macizo. La expresión geomorfológica de esta falla puede relacionarse con una mayor erosionabilidad de la zona de falla (caracterizada por la presencia de brechas de falla) y con la consecuente erosión remontante.

Fig. 8. 2 Mapa de los lineamientos rectilíneos de la zona de estudio superpuesto al mapa de litologías. Se han distinguido los lineamientos asociados a cambios litológicos y los que se asocian a fallas preexistentes. Estos últimos, en ocasiones, también coinciden con cambios litológicos. Localidades: 1, *Fangonielles* y *Ubago*; 2, *Coronas*; 3, Barranco de *Ballibierna*; 4, *Barrancs*; 5, *Escaleta*; 6, *Salenques*; 7, *Forcanada*; 8, *Serra d'Hurno (Nere)*; 9, *Port de Vielha*; 10, *Artiga de Lin*; 11, *Joeu*; 12, *Mulleres-Port de Tôro*; 13, *Noguera Ribagorçana*; 14, *Noguera del Tor*; 15, *Baricauba*; 16, *Rius-Colomers*; 17, *Cabidornats*; 18, *Estany Negre*; 19, *Naut Colomers*; 20, *Estany Long*; 21, *Ratera-Rencules*; 22, *Gerber-Cabanes*; 23, *Ruda*; 24, *Port de la Bonaigua*; 25, *Tesò, Roca Blanca y Pinetò*.

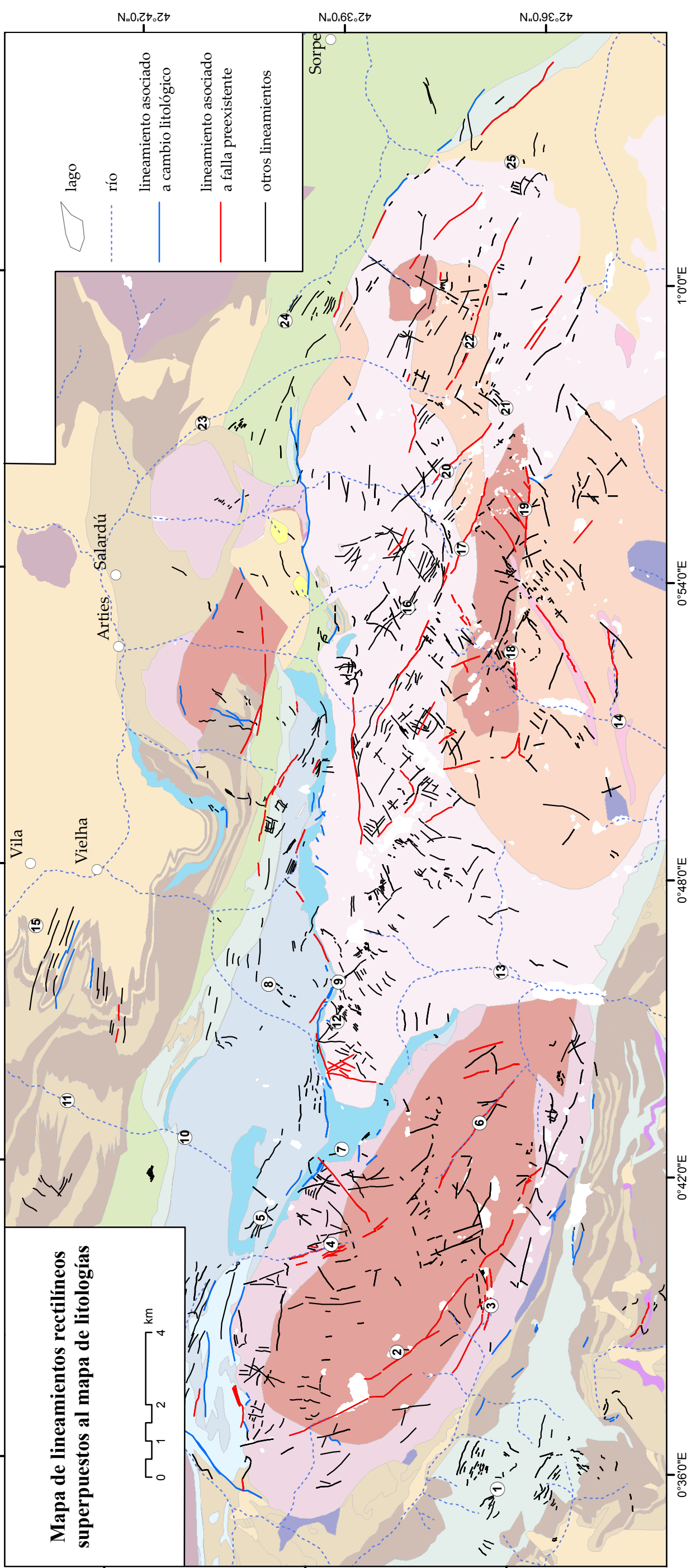




Fig. 8. 3 Dos ejemplos de la generación de escarpes relacionados con contrastes de erosionabilidad en la zona de estudio. **A)** Escarpe a contrapendiente en la ladera W del *Lac de Mar* coincidente con una zona de cizalla (detalle, foto **B**). **D)** Escarpe a contrapendiente en el *Circ de Colomers*. Aspectos determinantes de este lineamiento rectilíneo son la textura de brecha de falla al pie del escarpe (detalle, foto **C**) y el “hundimiento” de la zona de cabecera del circo, formada por una litología menos resistente

Estructura	Disposición y particularidades	Localización y aspecto del lineamiento rectilíneo
Filones de aplitas y pegmatitas	N20E N50-60E N120-130E Todos subverticales	Los más frecuentes, especialmente en la UB. Dan un relieve positivo muy patente.
Filones de lamprófidos	a) N10-30E b) N50-60E c) N110-120E Todos subverticales	a) Sólo en la UA No dan lugar a incisión
Filones de microgranitos	a) N165E verticales b) N115E, N145-155E β 50 S	a) <i>Ballibierna</i> b) <i>Colomers</i> Dan un relieve positivo poco patente.
Z. M. de Noguera Ribagorzana "Falla de la <i>Forcanada-Mulleres</i> "	N-S, vertical o fuerte β E (W ocasional) NE-SW, ENE-WSW, β N	Separa la UA de la UB. Da lugar a un valle estructural.
Z. M. de <i>Ratera Rencules</i> "Falla de <i>Ratera</i> "	N120-125E, β >50 NE	Separa Noguera del Tor de <i>Estany de Gerber</i> . Valle estructural secundario en el <i>Circ de Colomers</i>
B. C. de <i>Negre-Colomers</i>	a) E-W b) N77E c) N110 (localmente flexionada a N90E) d) N58 Estructura en <i>splay</i>	<i>Circ de Colomers</i> , <i>Circos</i> en torno al <i>Estany Negre</i> a) escarpe de gran tamaño en <i>Naut Colomers</i> .
Fracturación en la UB	Por orden de importancia: a) N110-120E/NE b) N130-150E c) N30-40E y N50-60E d) N15E Rocas cataclásticas	a) Z.M. <i>Ratera-Rencules</i> b) y c) <i>Rius</i> d) <i>Colomers</i>
Fracturación en la UA	Por orden de importancia: a) N150-170E b) N170-180 c) N120-130E Rocas cataclásticas	a) <i>Barrancs</i> , extremo W de <i>Coronas</i> b) Z.M. <i>Noguera Ribagorçana</i> c) falla de <i>Salenques</i> , falla de <i>Coronas</i> .

Fig. 8. 4 Rasgos estructurales del batolito de la Maladeta resumidos de Arranz (1997). Se ha especificado el tipo de lineamiento rectilíneo con que se asocian de manera predominante estas estructuras lineales. **Z.M.**, zona de milonización; **B.C.**, banda de cizalla; **U.A.**, unidad Aneto, **U.B.**, unidad Boí. β , buzamiento. Topónimos localizados en la Fig. 8. 2.

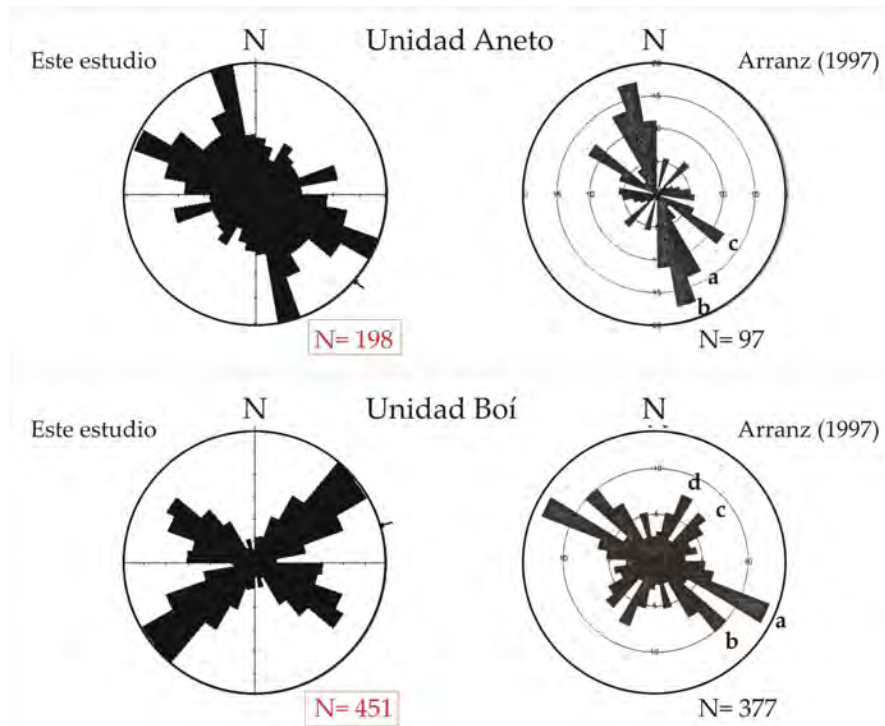


Fig. 8. 5 Comparación de los diagramas de rosas de lineamientos rectilíneos cartografiados en este trabajo y las fracturas postvariscas medidas por Arranz (1997) para la Unidad Boí y la Unidad Aneto.

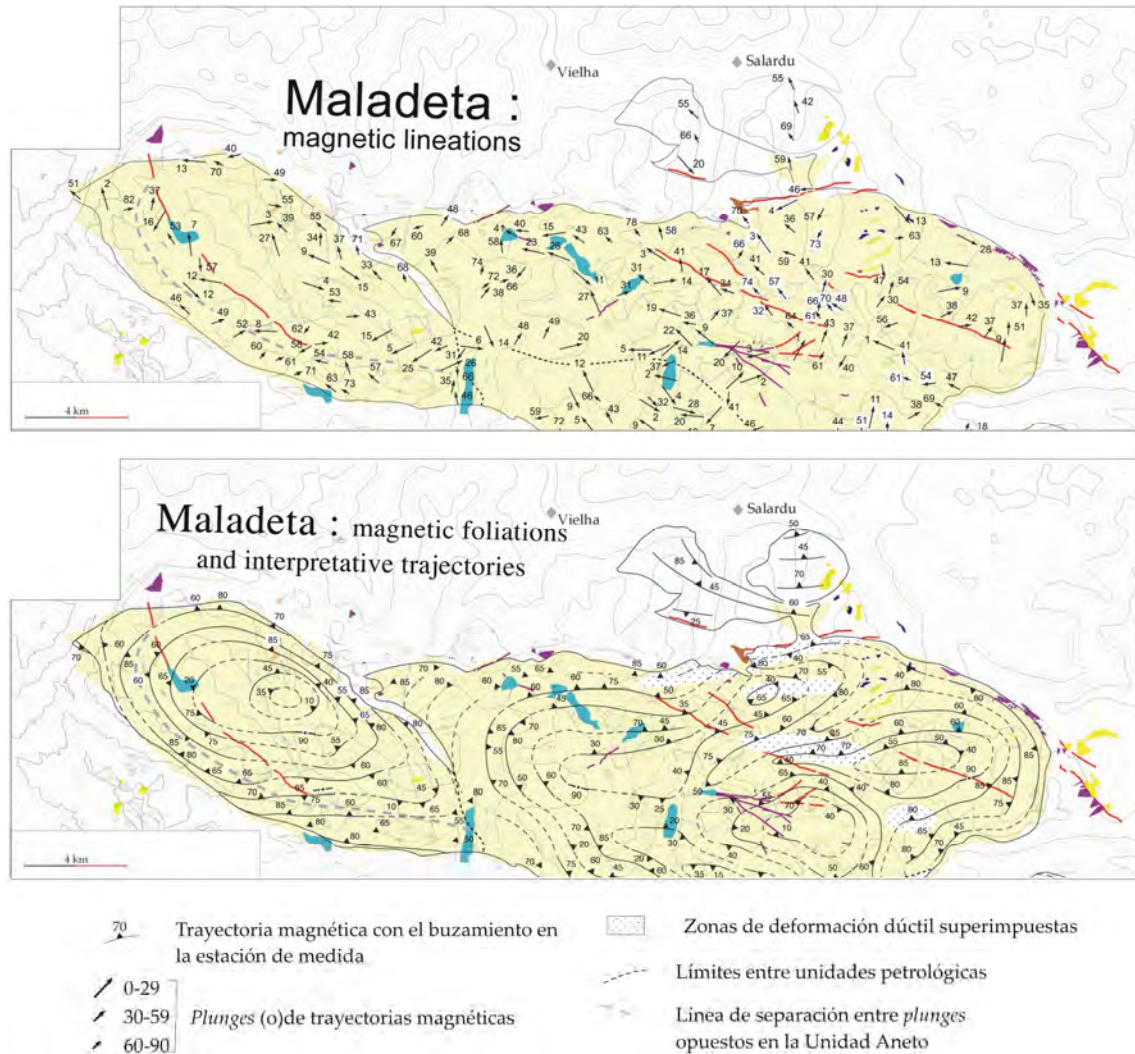


Fig. 8. 6 Lineamientos rectilíneos de mayor desarrollo superpuestos a las fábricas magnéticas en el batolito de la Maladeta. **Arriba:** Lineaciones magnéticas; **Abajo:** Foliaciones magnéticas y trayectorias interpretadas. Figuras modificadas de Leblanc et al. (1994) y cedida por cortesía de G. Gleizes.

Comparación con otros relieves graníticos erosivos

La coincidencia de escarpes con cambios petrológicos en el interior del batolito de la Maladeta pone de manifiesto el control ejercido por las características petrológicas y estructurales en la erosionabilidad y la alterabilidad de los granitoides, hecho con frecuencia obviado por autores que estudian escarpes en zonas graníticas (Ej.: Moya y Vilaplana, 1992; Bovis y Evans, 1996; Persaud y Pfiffner, 2004). Un estudio completo de cómo los cambios petrológicos, estructurales y texturales de los granitoides condicionan la geomorfología de los macizos plutónicos puede encontrarse en Lagasque (1984). El autor analiza en detalle ocho macizos plutónicos del Pirineo Oriental estableciendo una escala de resistencia a la erosión y alteración de carácter relativo en función de la mineralogía y las propiedades texturales (principalmente orientación magmática y tamaño de grano).

Control de la petrología y mineralogía

Lagasquie (1984) plantea las siguientes relaciones de resistencia para las litologías en las intrusiones estudiadas:

- 1) Las rocas filonianas de tipo pórfido y microgranito, los septa, las dioritas, las gabrodioritas y las rocas metamórficas de grano grueso medio presentan las mayores resistencias.
- 2) Los granitos monzoníticos y los granitos porfídicos presentan resistencias intermedias.
- 3) Las granodioritas y cuarzodioritas son, por lo general, las menos resistentes.

Para explicar esta jerarquía, Lagasquie (1984) realiza un gran número de ensayos de laboratorio que le llevan a concluir que el papel más importante lo desempeña la relación de feldespatos frente a otros minerales. Entre las relaciones estudiadas se encuentra el porcentaje de plagioclasas frente al total de feldespatos, el del cuarzo frente al total de minerales félsicos y el porcentaje de minerales melanocráticos en la roca, todos estos factores condicionantes de la alterabilidad y la fragilidad. Sin embargo, estas composiciones no pueden analizarse de forma aislada ya que van estrechamente ligados a la textura de la roca. Por ejemplo, cuanto mayor es el grado de silicificación de una roca, mayor es su resistencia, pero también se da una mayor predisposición a la fracturación que la hace más erosionable.

Control de la textura y la estructuración primaria y secundaria

Según Lagasquie (1984), los contrastes relacionados con la mineralogía pueden estar acentuados por la existencia de diaclasado y microfracturación y por las propiedades texturales de la roca. En cuanto a estas últimas, algunas propiedades, como la porosidad, el tamaño de grano o el idiomorfismo, son poco condicionantes de la erosionabilidad mientras que las concentraciones de minerales y el grado de fisuración mineral, en concreto del cuarzo, debilitan la roca. Si los minerales están dispuestos de forma más homogénea, la resistencia aumenta. Por ejemplo, las texturas en enclaves, debilitan la roca (Fig. 8. 7).

Lagasquie (1984) ha detectado una estrecha relación entre las estructuras primarias de los granitoides y el diaclasado y microfracturado de la roca. Donde el sentido de flujo es subvertical, la roca se altera con mayor facilidad y se produce más meteorización (Fig. 8. 7).

Por otra parte, las juntas de descamación producidas por la descompresión pueden darse a profundidades de hasta 1 km (Lagasquie, 1984). Según se ha podido observar en La Maladeta, las lajas de descamación o exfoliación también determinan la morfología, dando lugar a escarpes suaves (similares a lomos de rocas aborregadas) que no se relacionan con contrastes de erosionabilidad. En la zona de *Ballibierna*, estas formas han sido estudiadas por Lampre (1998).

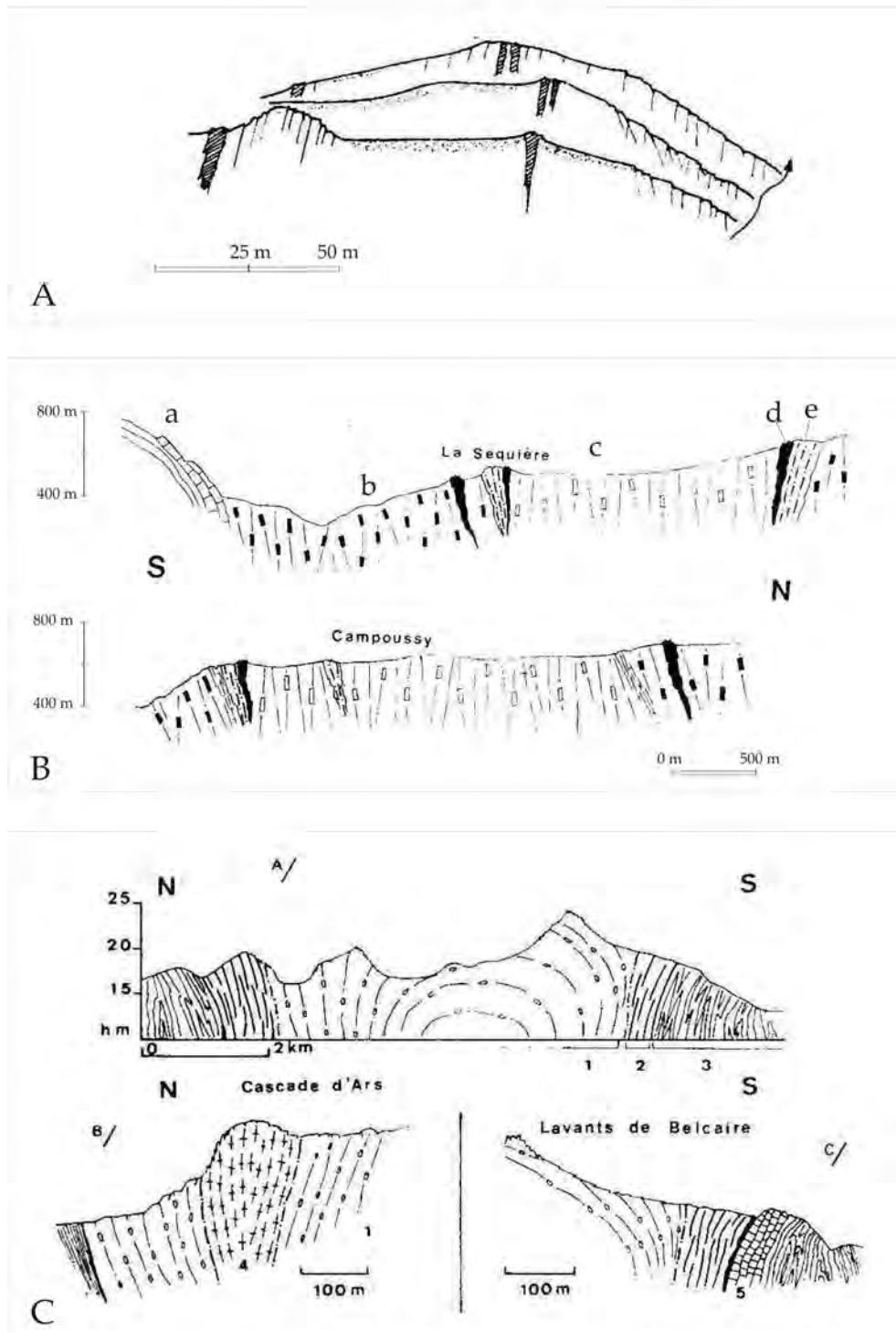


Fig. 8. 7 Figuras modificadas de Lagasquie (1984) para ilustrar la relación entre resaltes topográficos y variaciones petrológicas y texturales en granitoides; **A)** Relacionados con diques y septas. **B)** Relacionados con cambios texturales del granito; *a*, margas y calizas; *b*, granito porfídico; *c*, granito con pocos fenocristales; *d*, dique de cuarzo; *e*, microgranito. **C)** Relacionados con cambios petrológicos; *1*, granodiorita; *2*, cuarzodiorita; *3*, esquistos; *4*, filón granítico; *5*, calizas.

Casos particulares en la Maladeta

En la Maladeta, los dos escarpes que pueden relacionarse con contrastes petrológicos y texturales (extremo E del escarpe a contrapendiente de *Cabidornats*, en el circo de *Colomers* y los lineamientos rectilíneos de la zona de *Estany Negre*) corresponden a los límites tectónicos norte y sur respectivamente de un dominio central de la Unidad Boí compuesto por un granito porfiróide con dos micas y cordierita, que resulta más erosionable que el granito porfirico limítrofe (Fig. 8. 2). Localmente, el escarpe también se desarrolla entre granodiorita porfírica con biotita y hornblenda (bloque hundido) y granito porfiróide. Estas relaciones coinciden con la escala de resistencia a la erosión propuesta por Lagasquie (1984) basada en los componentes minerales y las características texturales, y podría explicar también la sobreexcavación glaciaria del área del lago de *Gerber*.

Según Lagasquie (1984), las grandes estructuras tienen un menor impacto en la configuración del relieve, aunque reconoce el control de las grandes fallas en el emplazamiento de los valles, los umbrales y los circos glaciares. En la zona de estudio sin embargo, la mayoría de los contactos litológicos entre tipos de granito no dan lugar a lineamientos rectilíneos. Se ha considerado que, si bien estos contrastes pueden dar lugar a la existencia de partes “hundidas” en los valles y en los circos, se requiere la presencia de bandas rectilíneas de mayor erosionabilidad (fallas tectónicas, zonas de diaclasado intenso) para que los contrastes petrológicos se relacionen con lineamientos rectilíneos.

Todas las observaciones expuestas indican que los contrastes petrológicos no pueden explicar por sí solos la formación de escarpes sino que es la estructura la que determina en mayor medida la formación de lineamientos rectilíneos. La presencia de núcleos de pliegues y fallas, en los que se ha concentrado la deformación tectónica, supone la existencia de planos (bandas rectilíneas en superficie) de mayor erosionabilidad. Por tanto, no es tan sólo la estructura sino la textura de la roca asociada a ella la que determina la formación de lineamientos rectilíneos.

Relación con la red de drenaje

El análisis de la disposición de los lineamientos relativa a la red de drenaje muestra que en las fracturas dispuestas según la máxima pendiente, el tipo de incisión ha dado lugar a “corredores” de orden métrico a la salida de los cuales se forman conos de deyección de muy diversas medidas (Fig. 4.18D y E). Cuando los lineamientos son paralelos a las curvas de nivel, la erosión aguas arriba ha dado lugar al desplazamiento aparente de las laderas, por lo que la forma resultante es un escarpe a contrapendiente (lineamientos tipo “*Jahn*”, Fig. 7. 2D).

La génesis de las depresiones al pie de estos escarpes (depresiones alargadas referidas en la literatura como *rectilinear trench* o *trough*) se puede ver favorecida por la apertura de las fracturas como resultado de la exhumación del macizo. A su vez, los procesos de gelifracción, dominantes a estas altitudes, han realzado los espacios abiertos, contribuyendo a una acentuación progresiva de las depresiones. La presencia de estrías glaciares paralelas a la dirección de las fracturas indica que, durante los periodos glaciares, estos “corredores” controlaron el flujo de hielo. Tras la retirada del hielo, algunos de ellos han funcionado como canales por los que se han desplazado los glaciares rocosos, lo que ha permitido establecer relaciones cronológicas (sección 8.2).

Por lo general no es fácil determinar si debajo de una depresión rectilínea hay una fractura que se ha abierto por descompresión de la ladera y se ha rellenado con material de

derrubios o si por el contrario, se trata de erosión diferencial a favor de una estructura, en cuyo caso no tiene por qué haberse producido desplazamiento. Sólo en algunos casos, en los que las fracturas abiertas no se han rellenado, se ha podido constatar que han tenido lugar desplazamientos perpendiculares a la ladera de orden métrico (Fig. 4.18B y C). En estos casos se puede hablar de deformación gravitacional lenta de laderas como origen de los lineamientos.

Coincidencia con fondos de circo y nichos de nivación

El hecho de que las zonas “más rebajadas” coincidan con las zonas ocupadas por el hielo durante más tiempo sugiere que la acción erosiva del hielo glaciar pueda haber dado lugar a las diferencias de relieve actuales, con las partes de los circos correspondiendo a las zonas aparentemente hundidas. Esta idea se contradice con el hecho de que las áreas donde el hielo tiene un mayor poder de incisión no corresponden a los circos sino a los valles glaciares. Sin embargo, si lo que se atiende no es a la erosión neta sino a la erosión “laminar”, ésta es mayor en las zonas de cabecera, ya que a menores altitudes, la erosión es más lineal, concentrándose en los valles.

8.1.3 Identificación de fallas activas y determinación de la naturaleza de éstas.

El análisis estructural ha permitido comprobar que en la mayoría los casos, los escarpes se desarrollan paralelos a la estructura. Los lineamientos rectilíneos de mayores dimensiones coinciden con zonas de falla o de cizalla preexistentes mientras que los de menores dimensiones se desarrollan también a lo largo de fracturas menores. No obstante, es de esperar que todos los desplazamientos de la superficie que puedan asociarse a un lineamiento rectilíneo difieran de un posible desplazamiento real debido a la acción erosiva.

Entre los lineamientos cartografiados, se han identificado 7 zonas afectadas por deformación gravitacional lenta de laderas (DGPL) utilizando criterios morfológicos que se comentarán en la siguiente sección. Se trata de grupos de escarpes paralelos a la pendiente y coronados por escarpes curvilíneos y dobles crestas. Algunos de ellos se localizan en zonas donde la parte inferior-media de la ladera se ha abombado provocando el desplazamiento del curso del río en el fondo del valle.

Algunos lineamientos rectilíneos paralelos a la pendiente, pero aislados de otros lineamientos, también se han interpretado como resultado de la DGPL atendiendo a observaciones estructurales. Aparte de estos lineamientos rectilíneos, los demás lineamientos con desplazamiento aparente de la superficie podrían corresponder a fallas activas. En ese caso, el desplazamiento de la ladera no sólo será aparente sino también real. Debido a que el interés principal de esta tesis es la identificación de fallas con potencial sismogénico, se ha centrado la atención en aquellos escarpes que por sus dimensiones pueden ser estructuras tectónicas principales. Para ello se ha recurrido al análisis de detalle de la topografía considerando sólo escarpes continuos o alineados a lo largo de trazas superiores a 3,8 km (longitud mínima aproximada de una falla normal sismogénica según relaciones de Wells y Coppersmith, 1994).

Estudio morfométrico de la variación del desplazamiento (D) del escarpe a lo largo de la longitud (L) de su traza.

En el Mapa Anexo II se han distinguido los escarpes de mayor continuidad. A excepción de la FNM, a cuyo estudio se ha dedicado la primera parte de esta tesis, el resto de lineamientos rectilíneos con desplazamiento asociado y traza $> 3,8$ km corresponden a escarpes a contrapendiente. Éstos son la falla de Coronas (o falla de *Llosars-Coronas*) al W y el sistema de fallas *Rius-Cabanes*, al E, formado por la falla de *Rius-Colomers*, la falla de *Cabidornats*, la falla del *Estany Negre* (*Negre-Colomers* de Arranz, 1997), y la falla que atraviesa las cabeceras de los circos de *Gerber* y *Cabanes*. En ambos, las fallas se disponen aproximadamente perpendiculares al eje de los valles-circos glaciares, guardando cierto paralelismo con el eje del macizo de la Maladeta. Esta configuración responde a un paralelismo de las fallas estudiadas con respecto a los valles principales, de origen estructural, que bordean el batolito (*Ballibierna* y *Val d'Aran*). De este modo, los valles secundarios que se desarrollan perpendiculares a los principales se ven afectados por escarpes perpendiculares a la red de drenaje. Para determinar si estos escarpes corresponden o no a fallas activas, y para poder asignarles un valor de D/L, se han realizado cortes topográficos perpendiculares a ellos en base a las cartografías 1:25.000 (falla de Coronas) y 1:5.000 (sistema de fallas *Rius-Cabanes*). La Fig. 8. 8 y la Fig. 8. 9 recogen estas secciones topográficas. En algunos casos no ha sido posible determinar si la ladera está desplazada o cómo se ha producido el desplazamiento.

El desplazamiento vertical en cada una de las secciones topográficas se ha medido en la zona de falla y se ha representado en la Fig. 8. 10 y en la Fig. 8. 11 frente a la distancia con respecto al extremo occidental del escarpe. Debido a que el desplazamiento aparente puede estar rebajado o acentuado en función de que la transversal considerada coincida con el fondo del valle o con la cresta, este aspecto se ha señalado con un símbolo distinto en el gráfico. En ambos casos y con alguna excepción, los valores de desplazamiento medidos en los fondos de los valles y los obtenidos en las crestas se sitúan por debajo y por encima respectivamente de los valores de las secciones “vecinas”. Por tanto, parece que los desplazamientos en los fondos de valle han sido rebajados por una mayor erosión perpendicular al lineamiento mientras que los desplazamientos en las crestas están acentuados por una erosión paralela al lineamiento. De hecho, la depresión generada al pie del escarpe da lugar a que éstos funcionen como aliviaderos de pequeños conos de deyección paralelos a la traza de la falla en las zonas de mayor pendiente (divisoria de los circos glaciares).

Fig. 8. 8 Mapa de detalle de la falla de Coronas y localización de los perfiles topográficos que se muestran en la parte superior. Se reconocen 4 segmentos distintos: *Alba-Cregüeña* (AC), *Coronas* (C), *Llosars* (L) y *Ballibierna Llauset* (BL). Aunque con un desplazamiento < 3 m, la falla continúa al menos 2 km al E de la zona mostrada en el mapa. Las secciones que no están trazadas según líneas rectas se han especificado con líneas naranjas. La medida de los desplazamientos asociados tiene un error asociado de ± 5 m, correspondiente a la base topográfica 1:25.000. Se ha indicado con una estrella negra el lugar de muestreo para dataciones con ^{10}Be .

Fig. 8. 9 Mapa de detalle del Sistema de fallas de *Rius-Cabanes* y localización de los perfiles topográficos que se muestran en la parte superior. El sistema está compuesto por los segmentos *Rius-Colomers* (RC), *Naut Colomers* (N), *Cabidornats* (Cb), y *Gerber-Cabanes* (GG). Las secciones que no están trazadas según líneas rectas se han especificado con líneas naranjas. La medida de los desplazamientos asociados tiene un error asociado de ± 1 m, correspondiente a la base topográfica 1:5.000.

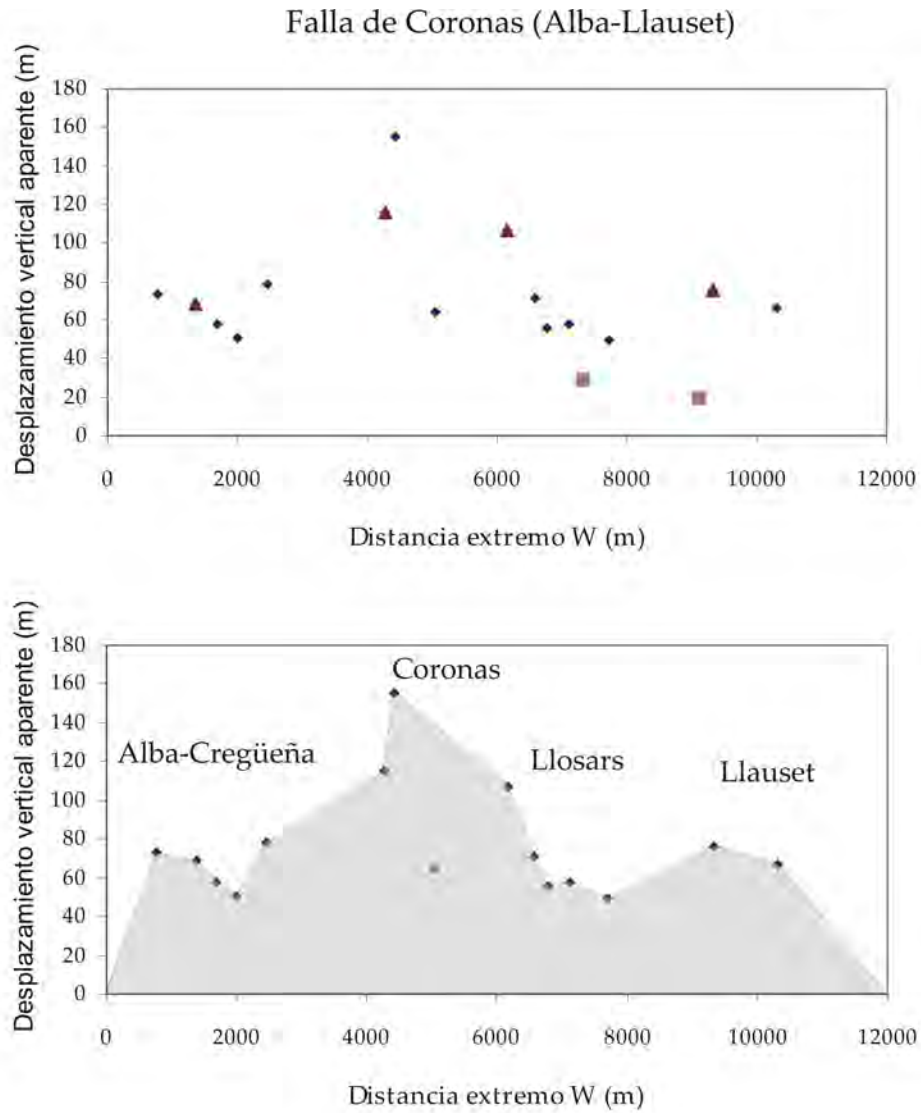


Fig. 8. 10 Falla de Coronas. Relación de los desplazamientos verticales aparentes y la distancia al extremo oeste de la falla. **Arriba:** valor de los desplazamientos en las secciones topográficas de la Fig. 8.8. Se han indicado con triángulos los valores medidos en crestas (divisorias entre valles consecutivos) y en cuadrados los medidos en la parte más incida de los valles. **Abajo:** envolvente de la variación del salto de falla a lo largo del escarpe una vez descartados los valores de zonas incididas.

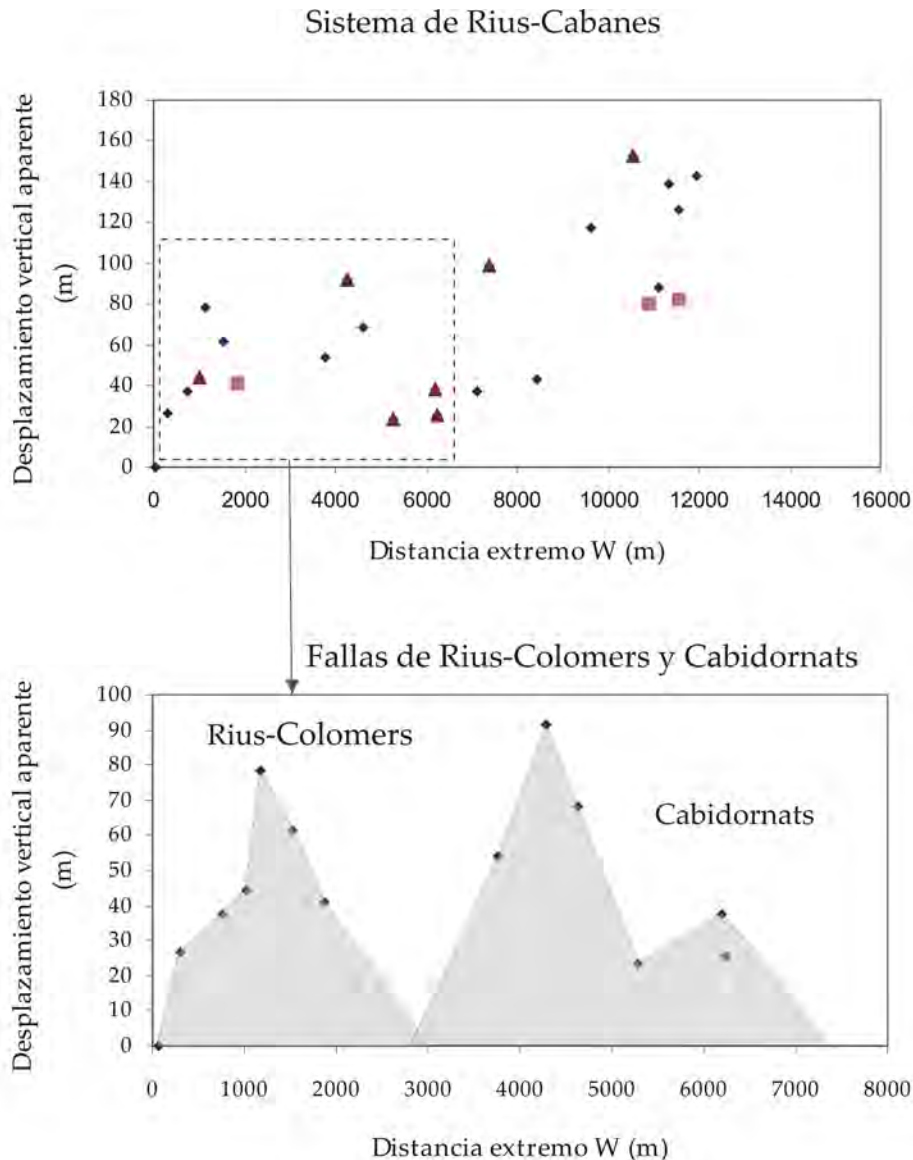


Fig. 8. 11 Sistema de fallas *Rius-Cabanes*. Relación de los desplazamientos verticales aparentes y la distancia al extremo oeste de la falla. **Arriba:** valor de los desplazamientos en las secciones topográficas de la Fig. 8.9. Se han indicado con triángulos los valores medidos en crestas (divisorias entre valles adyacentes) y en cuadrados los medidos en la parte más incizada de los valles. **Abajo:** envolvente de la variación del salto de falla a lo largo del escarpe en el sector *Rius-Colomers-Cabidornats*.

Falla de Coronas

El lineamiento rectilíneo coincidente con la falla de Coronas se extiende desde los Lagos de Alba, al NNW, a la zona de lagos de Llauset al SSE. Entre estos extremos atraviesa los circos de *Cregüeña*, *Coronas*, *Llosars* y el Barranco de *Ballibierna*. Se trata de una sucesión de escarpes a contrapendiente continua a lo largo de 11,47 km en la que el bloque N, correspondiente a las zonas de cabecera, es el bloque aparentemente hundido. La textura de la zona de falla, en la que se han reconocido estructuras sigmoides típicas de bandas de cizalla y también brechas de falla, podría haber dado lugar a la generación de una zona deprimida y alargada a partir de la cual podría haberse generado un

desplazamiento sólo aparente de la superficie (escarpe tipo *Jahn*). Los cortes topográficos de la Fig. 8. 8 muestran las variaciones en la altura del escarpe en secciones consecutivas perpendiculares a la traza de la falla. Se ha medido el desplazamiento vertical aparente de la ladera en 19 secciones, detectándose que los desplazamientos disminuyen hacia los extremos de la traza de la falla y son máximos en el centro. Esta tendencia sugiere que se trate de una falla activa. Las variaciones del desplazamiento muestran que esta falla podría estar compuesta de tres segmentos activos diferentes, siendo el central el que acumularía mayor deformación (Fig. 8. 10). En la Fig. 8. 12 se presenta una imagen 3D obtenida por la superposición de ortofotos a un MDT 30x30 de la zona. En ella se aprecia cómo el salto atribuible a la falla en Llauset (extremo SE) es mínimo y cómo el desplazamiento de la ladera es mayor hacia el centro de la traza. El aspecto del extremo NW del lineamiento y el de la parte central pueden apreciarse en la fotografías C y D respectivamente de la Fig. 4.16 (ambas presentan la vista desde el NW).

En los cortes AC5-6 y L5, la envolvente de la ladera en el bloque aparentemente hundido parece “recuperarse”, es decir, no estar hundida, a 100-300 m de la traza de la falla. Sin embargo, las secciones próximas a éstas muestran claramente como la superficie, manteniendo una pendiente semejante, está hundida en el bloque N. En las secciones AC1-2, L5 y 7, BL1, 2, 4 y 5 se reconoce el escarpe pero no se ha podido cuantificar el desplazamiento. Es probable que en estos últimos casos no se observe de forma clara el desplazamiento debido a la forma de la ladera; por ejemplo, debido al paralelismo del perfil con la pendiente general (AC1 y 2) o a la ausencia de una ladera de pendiente homogénea (L5 y 7, BL2 y 4 y 5). La irregular topografía en las zonas de alta montaña hace que las envolventes de la ladera, trazadas a un lado y al otro de los escarpes, sean en muy pocos casos marcadores idóneos para la determinación del desplazamiento a favor de una falla.

Debido a que el desplazamiento máximo corresponde a una zona de cresta (corte C3), se ha preferido tomar la siguiente medida mayor (corte C2, 155 m) como valor del desplazamiento máximo (D). Así, la falla, de 11,47 km de longitud (L), estaría caracterizada por una relación D/L de 0,013. Este valor es un orden de magnitud mayor que los valores típicos de las fallas neotectónicas y a su vez, similar a los valores medidos en fallas activas por deformación gravitacional (capítulo 7, Fig. 7.7). Aunque la FNM está caracterizada por una relación D/L similar o superior, hay que tener en cuenta que el salto acumulado por ésta falla se remonta al Mioceno, mientras que en este análisis se están considerando superficies glaciares cuaternarias. Al final de este capítulo se presenta un modelo interpretativo para el funcionamiento de la falla de Coronas que tiene en cuenta estos resultados.

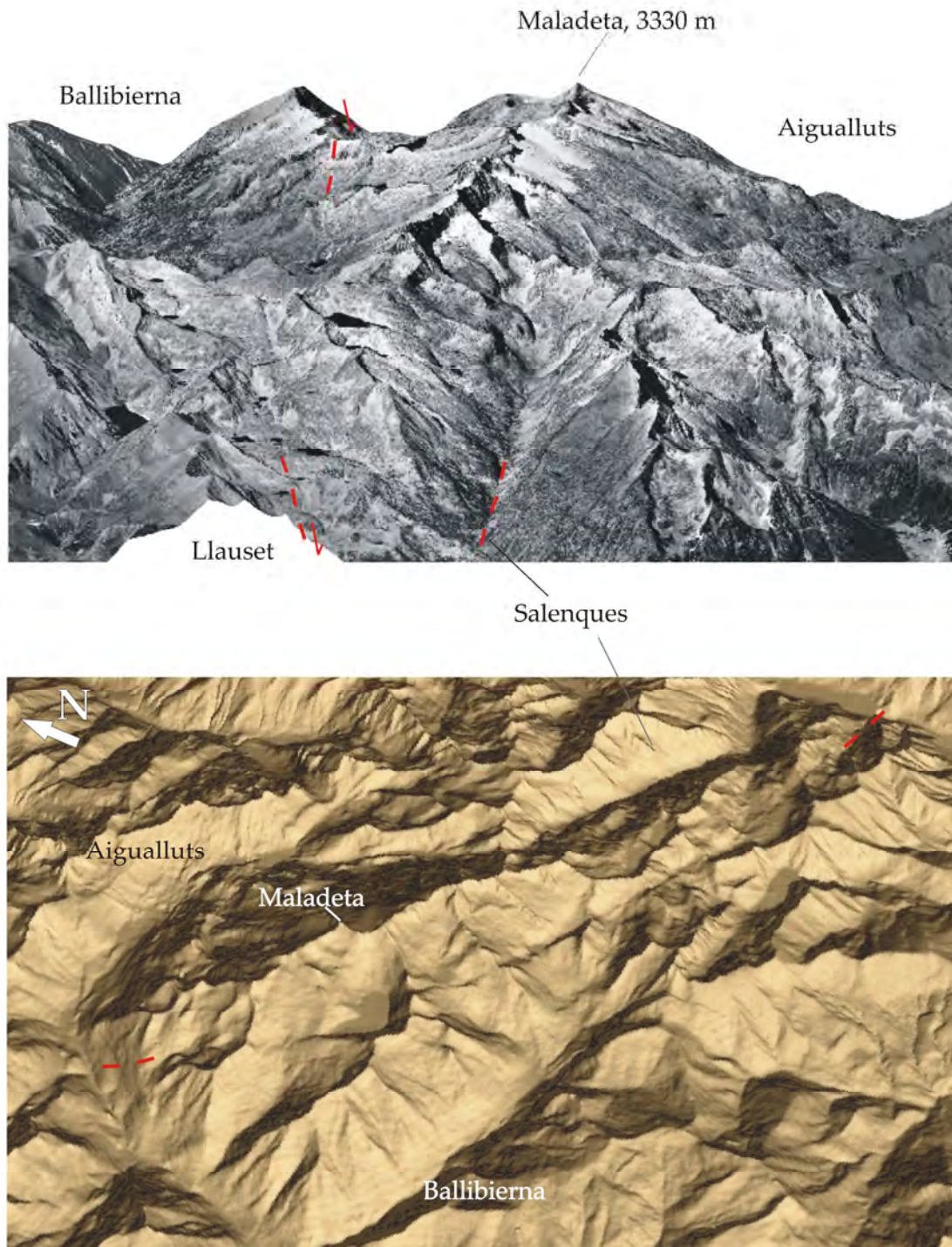


Fig. 8. 12 Falla de Coronas. Imágenes 3D a partir del MDT 30x30 de la zona. **Arriba:** se ha superpuesto la ortofoto, visualización desde el SE. **Abajo:** vista más cenital del MDT sin la ortofoto. Se han indicado con traza blanca discontinua los extremos de la falla y con flechas rojas el sentido de movimiento inferido.

Sistema de fallas Rius-Cabanes

El sistema de fallas con expresión geomorfológica de la zona *Rius-Cabanes* está compuesto de cuatro fallas: *Rius-Colomers*, *Cabidornats* (Fig. 4.16A y H y en la Fig. 8.3D), *Gerber-Cabanes* (Fig. 4.16F y escarpe que limita los lagos en la fotografía de la Fig. 4.18I) y *Naut Colomers*. Se trata de fallas subverticales de orientación E-W y SE-NW.

Sólo se han realizado perfiles en la parte más oriental de la falla de *Cabidornats*, que se extiende más de 3 km hacia la *Vall de Rius*. En la parte occidental de esta falla el escarpe no presenta alturas superiores a 1 m, por lo que la variación del salto no es identificable a partir de los mapas topográficos utilizados. En la zona, se distinguen tres segmentos de orientación NW-SE con disposición geométrica en *back step*. Así, el segmento central, *Cabidornats*, está “desplazado” al suroeste con respecto a los lineamientos *Rius-Colomers* y *Gerber-Cabanes*. A su vez, la falla de *Cabidornats* se prolonga hacia el NW, aunque su expresión geomorfológica es menor. Al sur de ella y con una traza E-W, la falla de *Naut Colomers*, correspondiente a una zona de cizalla principal (banda de cizalla *Negre-Colomers*, Fig. 8. 4), da lugar a un valle estructural en la parte occidental y presenta un desplazamiento vertical claro en la parte oriental. Esta zona de cizalla tiene tres ramificaciones a modo de *splay* (se desvían hacia el NE) que tienen una expresión en el paisaje atenuada en forma de escarpes a favor y contrapendiente (Fig. 8. 9). Al igual que ocurre en la falla de Coronas, algunas secciones no permiten medir el desplazamiento vertical debido a la fisiografía de la ladera. Estas secciones son las siguientes: RC4 y 7, N3 y 4, y GC5 y 7.

En las fallas de *Rius-Colomers* y *Cabidornats* se ha observado un aumento del desplazamiento de la ladera hacia el centro de su traza (Fig. 8. 11 abajo), que sugiere que se trate de fallas activas. Esta tendencia es incompatible con la generación del desplazamiento aparente sólo por erosión diferencial en relación a cambios litológicos (planteada en la sección 8.1.2), ya que según esta hipótesis el desplazamiento aparente debería ser mayor en las secciones de *Cabidornats* (Fig. 8. 9).

La variación del desplazamiento aparente en las fallas de este sistema puede analizarse de forma conjunta según dos enfoques, que sugieren dos tendencias distintas. La representación de los desplazamientos de todas las fallas (excepto la de *Naut Colomers*) como un sistema único frente a la distancia del punto más occidental del sistema (extremo W de *Rius-Colomers*) en la Fig. 8. 11 muestra un aumento generalizado de los valores hacia el E. En *Gerber-Cabanes*, los desplazamientos medidos son mayores a los observados en las otras fallas (con 5 valores sobre los 100 m).

De forma alternativa, si se considera que los desplazamientos medidos en *Naut Colomers* y en *Cabidornats* pueden ser el resultado de una distribución de esfuerzos entre estas dos fallas, la tendencia del sistema no muestra un aumento hacia el E sino que es máxima en el centro del sistema. Es decir, los desplazamientos en la falla de *Naut Colomers*, sumados a los correspondientes en la falla de *Cabidornats* según secciones aproximadamente N-S, corresponden a desplazamientos de hasta 162 m, superiores a los de *Gerber-Cabanes*. Sin embargo, no todas las sumas de desplazamientos superan los valores de *Gerber-Cabanes*. Por ejemplo, la sección Cb4-N6 está realizada a lo largo de una divisoria de aguas y muestra los desplazamientos en *Cabidornats* (23 m) y *Naut Colomers* (11 m). En este caso, la suma de desplazamientos equivale a 34 m.

La continuación del sistema hacia el E no puede determinarse debido a que deja de tener expresión en el paisaje, quizá debido a un cambio sustancial en la naturaleza del sustrato (de plutónica a roca encajante metasedimentaria) y de la disposición de la red de drenaje.

Por tanto, aunque no se han encontrado evidencias, no se descarta la posibilidad de que el sistema pueda continuar hacia el este de la zona de estudio.

Si se descarta la sección GC8, correspondiente a una zona de cresta, el desplazamiento máximo (D) atribuible a este sistema es el de la sección GC14, con 143 m. Teniendo en cuenta que el sistema se extiende a lo largo de 13,75 km, la relación D/L equivale a 0,01. Si se tiene en consideración el segundo enfoque dado al análisis de la variación del salto (salto acumulado en *Cabidornats* más *Naut Colomers*), el salto máximo de 163 m para una longitud de 13,75 km también equivale a una D/L de 0,01. Este coeficiente es superior a los valores típicos de fallas neotectónicas y comparable con el valor D/L obtenido para la falla de Coronas. En la sección 8.3.3 se evalúa el posible origen de este sistema de fallas activas teniendo en cuenta, entre otras cosas, la distribución de la litología, el gradiente topográfico y su localización con respecto a la FNM.

Otras posibles fallas activas

Además de los casos de deformación gravitacional profunda de laderas (DGPL) que se comentan a continuación, existen otros escarpes que por su longitud no se prestan al análisis de la variación del salto a lo largo de su traza pero que se han considerado posibles fallas activas de acuerdo a otros criterios. Se trata de los lineamientos rectilíneos del fondo de *Barrancs* (Fig. 4.17A y Fig.7.2D tipo *Jahn*) y de los lineamientos del Barranco de *Ballibierna* (Fig. 4.16I). Estos dos grupos de escarpes, a favor y en contra de la pendiente, son difícilmente interpretables como resultado de la DGPL ya que se desarrollan en zonas de fondo de valle y no presentan evidencias de corresponder a la apertura de fracturas por expansión lateral. Su situación cercana a la falla de Coronas sugiere que puedan tratarse de fallas secundarias ligadas a ella. Al mismo tiempo, al tratarse de discontinuidades verticales y estar localizadas en el fondo del valle y en zonas donde el espesor del hielo fue considerable (~400 m), la génesis por recuperación elástica de la corteza parece un mecanismo viable. La realización de perfiles topográficos y geológicos en estas localidades, el análisis de las edades relativas de los escarpes y superficies desplazadas y la consideración del contexto sismotectónico ha permitido proponer una hipótesis de funcionamiento ligada al levantamiento del fondo del valle que se presenta en la sección 8.3.2.

8.1.4. Deformación gravitacional lenta

Hasta la fecha, no se ha realizado ningún estudio sistemático sobre la deformación gravitacional lenta de laderas en los Pirineos. En el entorno de la Madadeta, sin embargo, existe un número relativamente elevado de antecedentes que documentan casos de deformación gravitacional de laderas y que hacen que ésta sea la zona de los Pirineos donde se ha documentado un mayor número de casos; Soeters y Rengers (1983) describen dos casos de deformación gravitacional profunda de ladera en los valles de *Boí* y *Tauill* (afluentes del *Noguera del Tor*, Fig. 8. 2, a < 10 km al S de la presa de *Caballers*), también en el macizo de la Maladeta pero al sur de la zona comprendida en este estudio. Al N del batolito de la Maladeta, Bordonau (1985) y Bordonau y Vilaplana (1986) documentan casos de deformación gravitacional en *Baricuaba* y la *Serra d'Hurno*. En el sector occidental del macizo, Lampre (1998), Gutiérrez-Santolalla et al. (2005), Acosta (2006) y Gutiérrez et al. (2008) han estudiado 3 casos de *Sackung* en valles tributarios al valle del Ésera. A excepción de los ejemplos estudiados por Soeters y Rengers (1983), los demás casos se comentarán en las siguientes secciones.

Casos de DGPL identificados por la asociación de formas

Se han identificado 10 casos de deformación gravitacional lenta de laderas en los que un conjunto de escarpes se dispone paralelo a la ladera, que presenta un abombamiento de la parte basal. Las localidades a las que se refiere este apartado pueden identificarse en la Fig. 8. 2. Las áreas afectadas por la deformación en cada uno de los casos oscilan entre 0,5 y 5 km².

Fangonielles (Valle de Ballibierna) y Ubago (Valle de Ardonés, Remáscaro)

La Fig. 8. 13 muestra la cartografía de lineamientos rectilíneos sobre la base geológica de la zona comprendida entre el río *Ballibierna* y el río *Remáscaro*, a ambos lados del Collado de Ardonés. La deformación gravitacional lenta afecta a diversas laderas y presenta, en todos los casos, escarpes de cabecera y coronaciones a modo de dobles crestas. Los escarpes de cabecera y el perfil abombado de la ladera, al que se adapta el río *Ballibierna*, sugieren que se trate de DGPL de tipo *Sackung*.

Deformación gravitacional lenta de laderas
Fangonielles (Valle de Ballibierna) y Ubago (Valle de Ardonés)

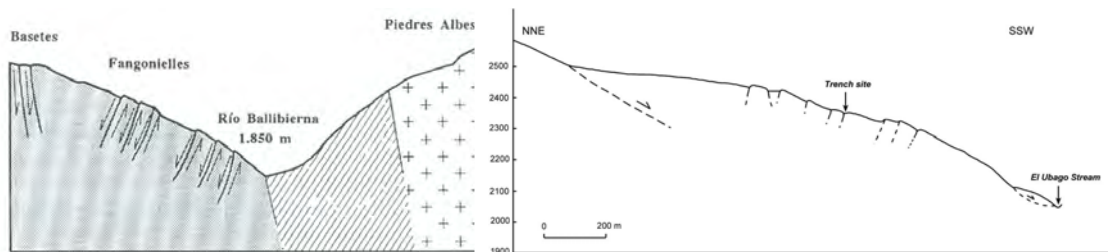
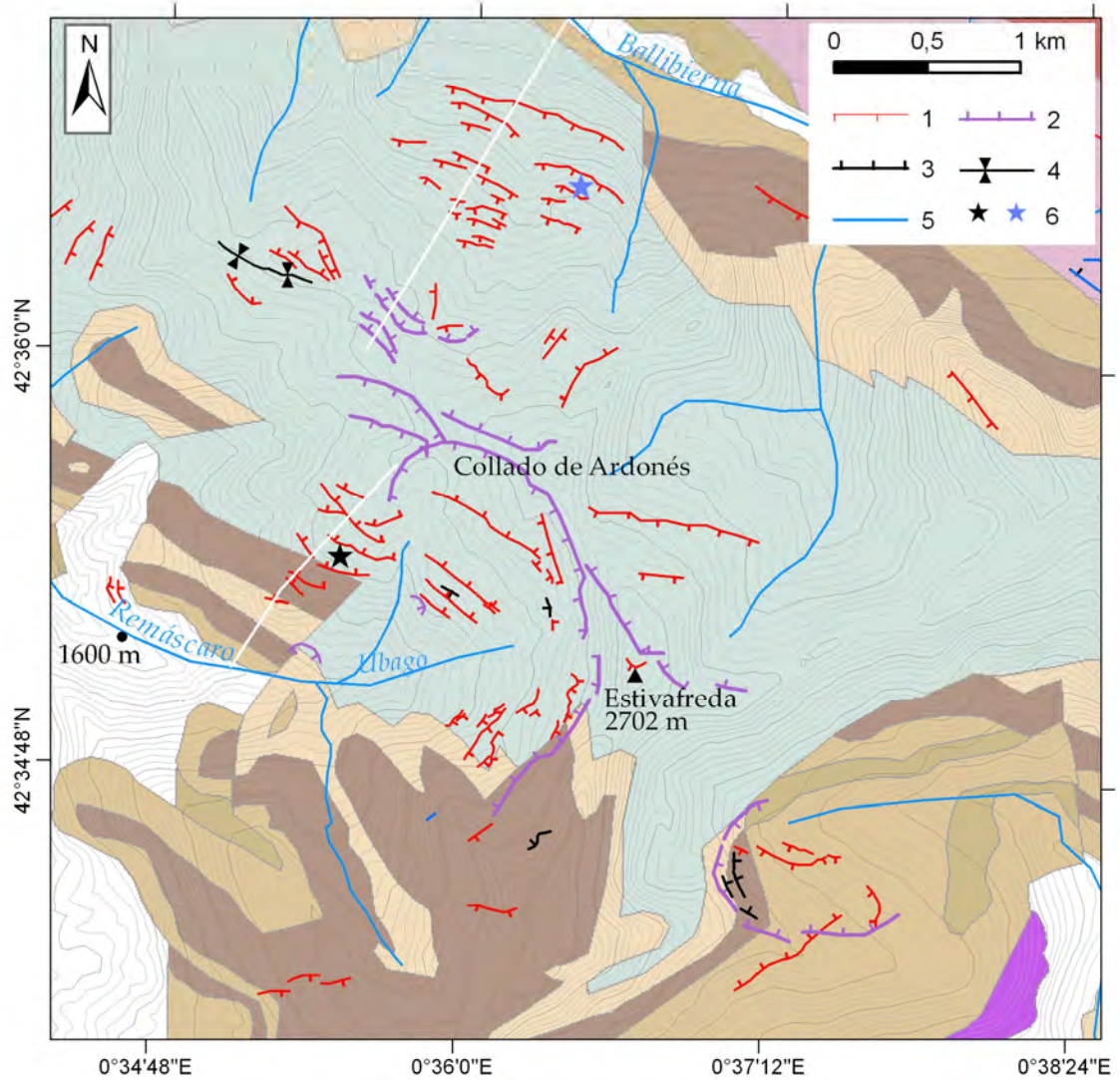


Fig. 8. 13 Ver explicación en la página siguiente.

Fig. 8. 13 **Arriba:** Cartografía de los lineamientos rectilíneos en la deformación por *Sackung* de *Fangonielles* (Valle de *Ballibierna*) y *Ubago* (Valle de Ardonés, Remáscaró) sobre la base topográfica de equidistancia 20 m y el mapa de litologías. La leyenda de la litología es común al Mapa geológico del Anexo I. 1, escarpe rectilíneo a contrapendiente; 2, escarpe curvilíneo de coronación; 3, escarpe rectilíneo a favor de la pendiente; 4, doble cresta; 5, cauce fluvial; 6, localización de las trincheras estudiadas en Gutiérrez-Santolalla et al. (2005), estrella azul, y Gutiérrez et al. (2008), estrella negra. **Abajo:** Secciones topográficas con la interpretación del *Sackung* de *Fangonielles* (tomado de Lampre, 1998), a la izquierda, y del *Sackung* de *Ubago* (tomado de Gutiérrez et al., 2008), a la derecha.

Un estudio detallado de las deformaciones de *Fangonielles* y *Ubago* puede encontrarse en Gutiérrez-Santolalla et al. (2005) y Gutiérrez et al. (2007), estudios en los que se establece una cronología de deformación atendiendo a las dataciones hechas en trincheras perpendiculares a dos escarpes a contrapendiente (Fig. 8. 13). En las Fig 4.18 y 4.23 puede apreciarse el aspecto de estas deformaciones y el del interior de una de las trincheras estudiadas. La trinchera estudiada en *Fangonielles* permite situar el origen de la deformación en torno a los 5,6 cal. Ka B.P., mientras que el estudio de la deformación en la trinchera de *Ubago* indica 3 eventos hace aproximadamente 16,9 ka, entre 15 y 8,3 ka y entre 8,3 y 5,3 ka. En este último caso se infieren velocidades de desplazamiento de 0,18 mm/a. Aunque la situación de inestabilidad topográfica haya podido estar determinada por la retirada de la última lengua glaciar que ocupaba estos valles, el *lapsus* temporal entre la retirada del máximo glaciar en la zona (aprox. 18 ka BP) y la cronología de deformación (arriba) sugiere que el movimiento esté controlado por otro factor distinto a la descompresión lateral causada por el deshielo. Dada la actividad sísmogénica atribuida a la FNM (Ortuño et al., 2008), Gutiérrez et al. (2008) proponen que la actividad en estas deformaciones esté relacionada con sacudidas sísmicas en esta falla.

Fallas de Mulleres, Port de Vielha y Riu Nere (Serra d'Hurno)

La deformación de la *Serra d'Hurno* y la ladera norte del valle de *Mulleres-Port de Vielha* se han estudiado con especial atención debido al posible origen neotectónico de la falla del *Port de Vielha* sugerido por Bordonau (1985) y Bordonau y Vilaplana (1986). La asociación de formas y la morfología abombada de la ladera sugieren que los escarpes a contrapendiente y de cabecera de la deformación de la parte del río *Nere (Serra d'Hurno)* sean dos casos de DGPL de tipo *Sackung*. La cartografía de la zona se presenta en la Fig. 8. 14. En ella puede apreciarse como no sólo al norte, sino también al sur del *Port Vell de Tòro*, la morfología de la ladera está marcada por escarpes a contrapendiente coronados por escarpes de cabecera curvilíneos. La Fig. 8. 15 y la Fig. 8. 16 muestran el aspecto de la parte de la ladera de la *Vall de Mulleres*, dominada por una zona aplanada en la zona de cumbre, correspondiente a un collado de difluencia glaciar en el que se han formado pequeñas depresiones alargadas paralelas a la ladera. Esta morfología sugiere que la ladera haya experimentado deformación de tipo gravitacional equivalente a la de la *Serra d'Hurno*. La naturaleza granítica del sustrato podría explicar que el aspecto sea menos obvio que la deformación en la *Serra d'Hurno*, desarrollada sobre pizarras y grauvacas. Es posible que se trate de un ejemplo de DGPL de tipo “reptación en profundidad”. La descompresión producida por la retirada del glaciar y las elevadas pendientes han dado lugar a unas condiciones favorables para el colapso lento de las laderas en ambos valles, deformación que puede haber sido favorecida por varios hechos. Como ya sugirieron Bordonau y Vilaplana (1986) para el caso de la *Serra d'Hurno*, es de esperar que la presión

horizontal perpendicular a la ladera producida por el avance del hielo hubiera sido mayor en esta parte que en otras laderas del valle. La ladera afectada se localiza en una inflexión del valle de 90 ° de modo que el hielo avanzaba perpendicular a la ladera y giraba al chocar contra ella. En el caso de *Mulleres*, la lengua glaciar también debía de ejercer mayor presión en esa zona, como es de esperar de la parte externa de un “meandro” en un curso fluvial. En la parte media-inferior de esta ladera se ha conservado una morrena lateral correspondiente a un avance posterior al máximo glaciar. Al igual que en los casos comentados anteriormente, las sacudidas sísmicas asociadas a la FNM podrían haber actuado como desencadenantes del movimiento a favor de los escarpes, especialmente en esta localidad, ya que queda situada sobre la propia traza de la FNM. La traza de la FNM deja de ser patente en el paisaje a menos de 0,5 km al norte de esta zona. La presencia de un escarpe a favor de la pendiente de gran continuidad a lo largo de la ladera sur del *Nere* ha dado lugar a la formación de facetas triangulares (Fig. 4.14 abajo). Las grandes dimensiones de estas facetas en relación a la edad de la ladera que desplazan (último máximo glaciar) llevan a descartar que el movimiento que da lugar a este escarpe sea únicamente de origen neotectónico. Sin embargo, no puede descartarse que se trate del colapso gravitacional de una falla neotectónica. En ese caso, esta falla podría corresponder a la continuación, a modo de un relevo al suroeste, de la FNM.

Deformación gravitacional lenta de laderas
Riu Mulleres, Port de Vielha y Riu Nere

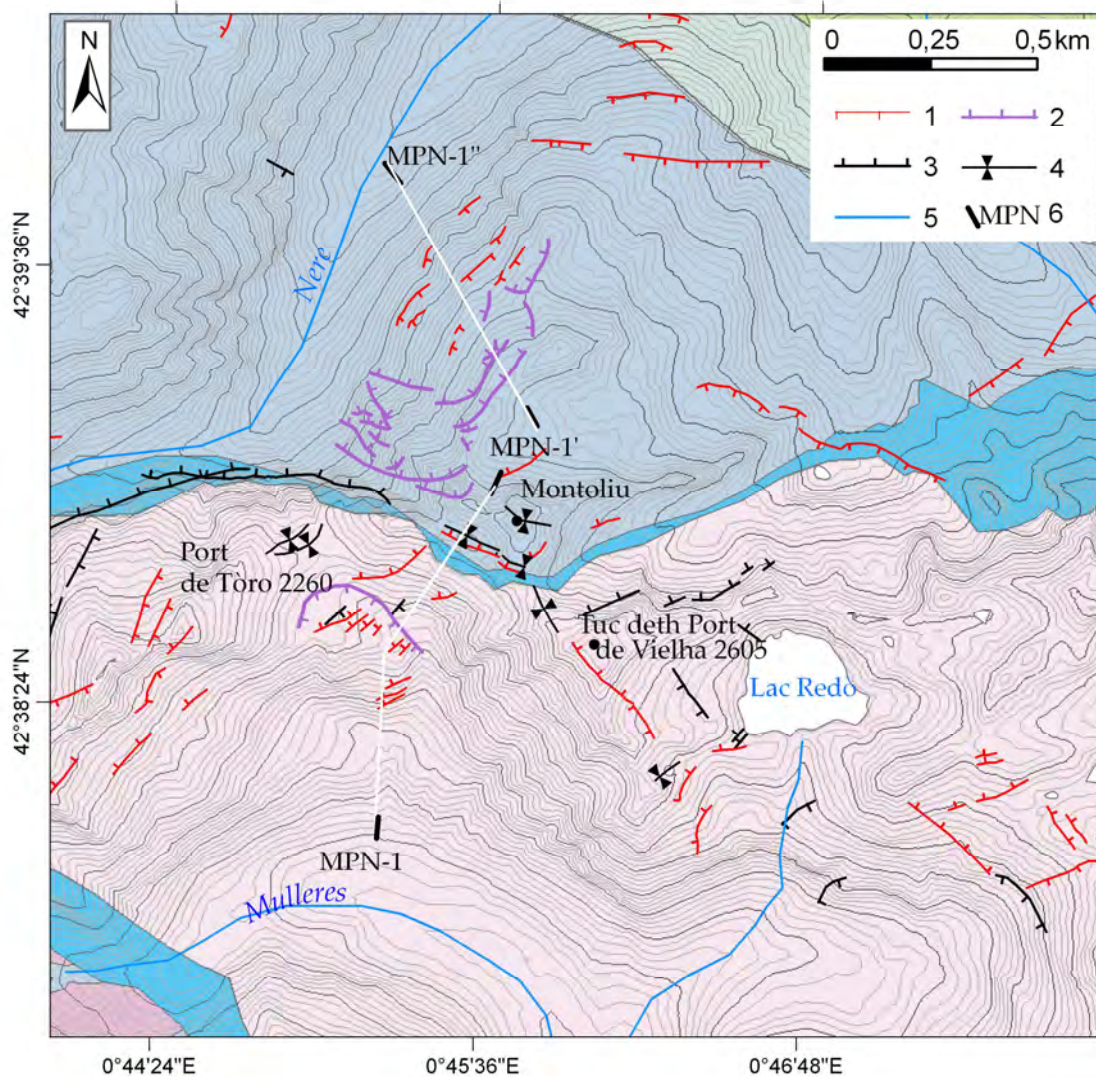


Fig. 8. 14 Cartografía de los lineamientos rectilíneos en la deformación por *Sackung* de *Mulleres* y *Serra d'Hurno* (Valh *Nere*) sobre la base topográfica de equidistancia 20 m y el mapa de litologías. La leyenda de la litología es común al Mapa geológico del Anexo I. 1, escarpe rectilíneo a contrapendiente; 2, escarpe curvilíneo de coronación; 3, escarpe rectilíneo a favor de la pendiente; 4, doble cresta; 5, cauce fluvial; 6, localización del corte compuesto de la Fig. 8.16.

El movimiento hacia el NW y hacia el sur de las laderas del *Nere* y de *Mulleres*, afectadas por deformación gravitacional lenta, parece estar estrechamente relacionado con el colapso de la línea de cresta que cruza el *Port de Vielha*, en la que pueden identificarse una serie de dobles crestas. La doble cresta de mayores dimensiones es la que se sitúa bajo el pico *Montoliu*, que fue denominada por Bordonau (1985) y Bordonau y Vilaplana (1986) como falla del *Port de Vielha* (Fig. 8. 15B). Esta falla, de 0,45 km de longitud, tiene asociado un desplazamiento máximo de 25-30 m. El estudio en detalle del escarpe de falla, que se desarrolla principalmente en pizarras, ha permitido identificar estrías de falla en el sentido de buzamiento que se distinguen de otras observadas a pocos metros, oblicuas a la máxima pendiente del plano (Fig. 8. 15D y E). La continuidad de este lineamiento con la

posible traza de la FNM citada en el párrafo anterior hace tentador interpretarla como parte de ella. En ese caso, la traza de la falla activa quedaría situada casi 4 km al sur del cabalgamiento de Gavarnie. En esta transversal (N-S) este cabalgamiento no tiene expresión como falla tectónica activa. A partir de las observaciones hechas en este sector, la posibilidad de que la zona corresponda a la zona de relevo hacia el SW de la FNM debería de ser considerada.

Sea o no parte de la traza activa de la FNM, este conjunto de lineamientos rectilíneos tiene un fuerte carácter gravitacional. Además, en la valoración del desplazamiento atribuible a este escarpe, hay que considerar que la erosión diferencial ha podido acentuar notablemente el tamaño de la depresión al pie del escarpe; La zona coincide con el núcleo de una estructura sinclinal (sinclinal de la *Escaleta* en esta tesis) (Fig. 8. 15C y Fig. 8. 16), muy tectonizada en la que, además, afloran calizas que han podido disolverse por procesos kársticos.

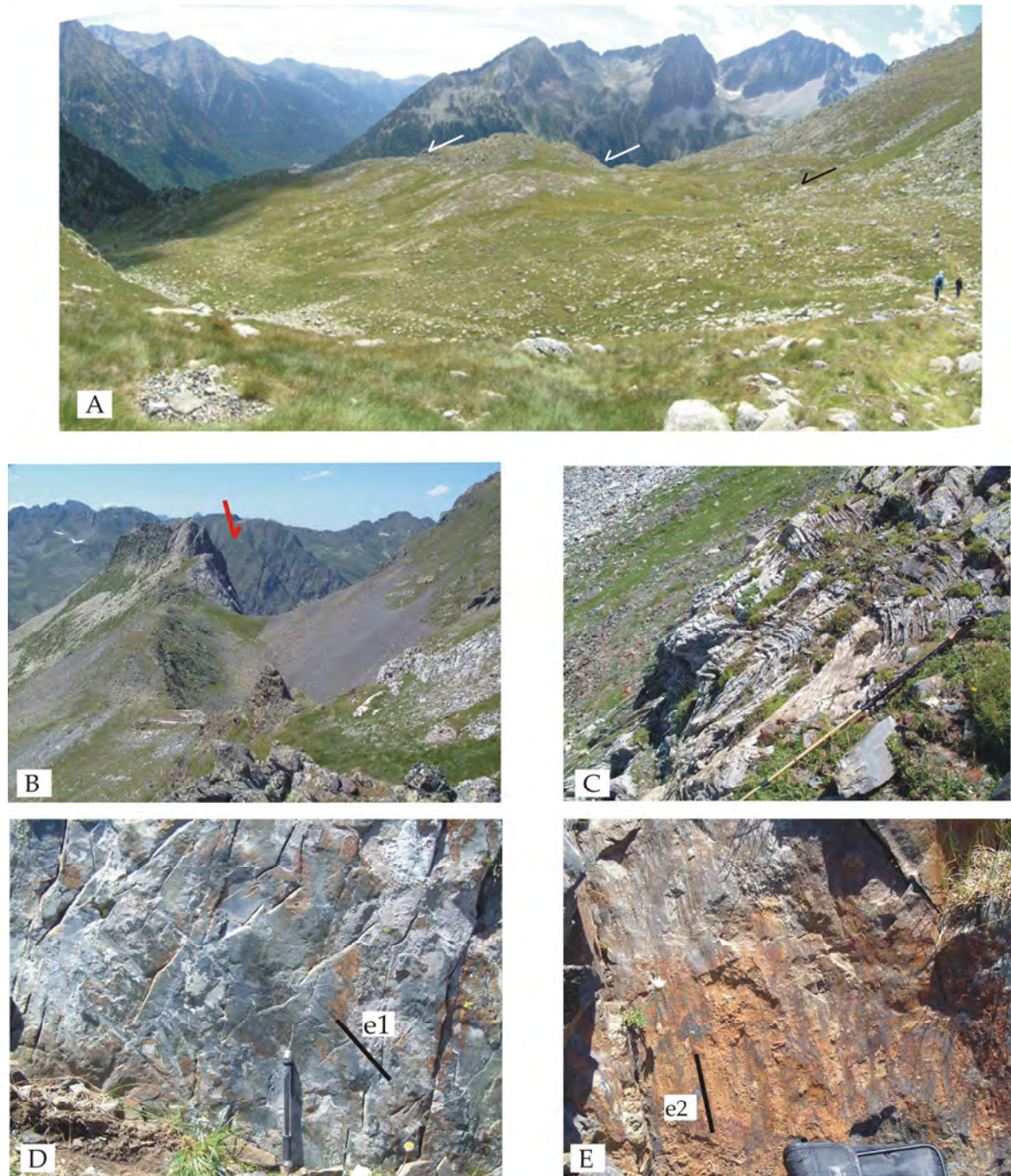


Fig. 8. 15 **A**, DGPL en Mulleres con la *Noguera Ribagorçana* al fondo, Las flechas indican la localización de los escarpes a contrapendiente, que han dado lugar a depresiones alargadas. **B**, Falla *Port de Vielha*, con el bloque NW hundido. **C**, Aspecto de los estratos de caliza en el núcleo de la estructura sinclinal coincidente con la falla del *Port de Vielha*. **D** y **E**, dos generaciones de estrías de falla (marcadas con barra negra equivalente a 10 cm) observadas en el plano de falla, a menos de 10 m unas de otras. **D**, estrías 40/N20E en plano de falla 60/N60E y **E**, estrías 40/N05E en plano de falla 45/N30E.

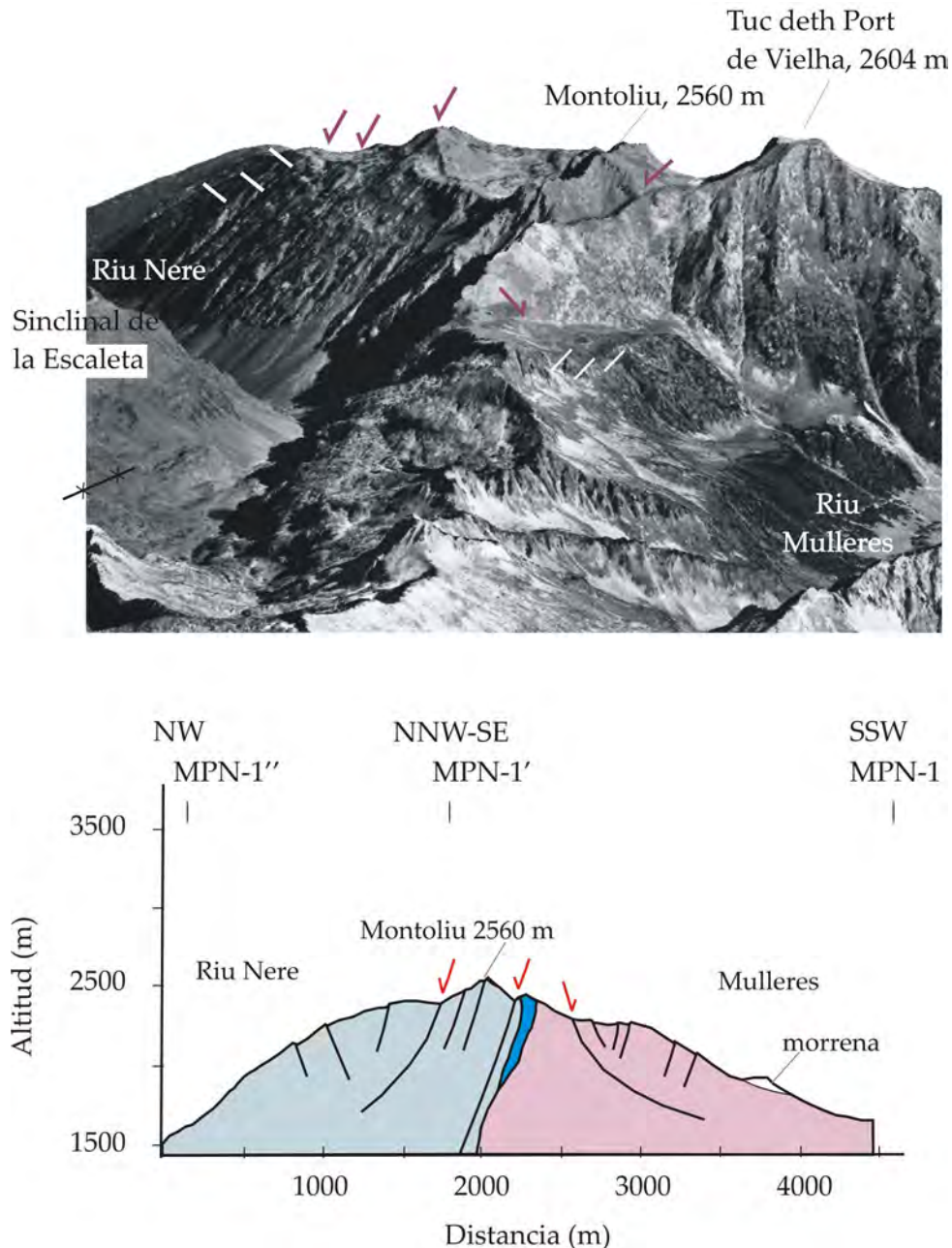


Fig. 8. 16 **Arriba:** Imagen 3D del *Port de Vielha* con los valles de *Mulleres* y *Nere* a cada lado. Se observa bien la continuidad del sinclinal de la *Escaleta* con la Falla del *port de Vielha* (FPV) y los escarpes de cabecera (flechas rojas) de los Sackungs de *Mulleres* y *Serra d'Hurno*. Las trazas de los escarpes a contrapendiente se han señalado con barras blancas. **Abajo:** corte sintético geológico estructural localizado en la Fig. 4.14. La base del corte coincide aproximadamente con el recorrido del túnel de *Vielha* en la sección MPN-1-1'.

La Fig. 8. 16 muestra un corte geológico sintético (localización en la Fig. 8. 14) en el que se propone una interpretación de los movimientos gravitacionales en esta zona. Esta interpretación considera que la falla del *Port de Vielha* continúa en profundidad y pudiendo tener un origen mixto neotectónico-gravitacional. Sea o no sea activa como falla neotectónica, la falla del *Port de Vielha* representa la traza del límite tectónico septentrional del batolito de la *Maladeta* en esta transversal. Los trabajos que acompañaron la realización del nuevo túnel de *Vielha* (Juan Carlos I), recientemente inaugurado, se encontraron con grandes dificultades relacionadas con la presencia de una zona de falla a

3,4 km de la entrada sur del túnel. Esta zona de falla tiene entre 150 y 200 m de espesor y una textura de harina y brecha de falla (A. Lorente, com. per.) y corresponde con el límite norte del batolito de la Maladeta. En el corte geológico de la Fig. 8. 16, esta observación quedaría situada a una cota de aproximadamente 1500 m por debajo el Pico *Montoliu*.

Ruda y Port de la Bonaigua

La cartografía de la deformación gravitacional que afecta a las laderas del valle de *Ruda* y su conexión hacia la Pallaresa (*Port de la Bonaigua*) se muestra en la Fig. 8. 17. En ambos casos se observa un grupo de escarpes a contrapendiente paralelos entre sí, coronados por escarpes curvilíneos.

En el caso de *Ruda* se han observado desplazamientos horizontales de orden métrico en direcciones tanto perpendiculares como paralelas a la ladera (Fig. 4.18 B y C) y un abombamiento muy marcado de la ladera (Fig. 8. 18). El conjunto de formas está limitado en la parte superior de la ladera por varios escarpes de coronación. Sobre el mapa, la masa afectada abarca una extensión 0,75 km².

El conjunto del *Port de la Bonaigua* no ha sido estudiado en detalle y su interpretación se limita a la fotointerpretación aérea. La formación de depresiones alargadas al pie de los escarpes a contrapendiente ha dado lugar a varias zonas de encharcamiento típicas de casos de deformación gravitacional lenta de laderas. En este caso, el escarpe de cabecera coincide con la traza de la FNM, pudiéndose considerar como parte del colapso por inestabilidad gravitacional de su escarpe de falla.

Deformación gravitacional lenta de laderas Valh de Ruda y Port de la Bonaigua

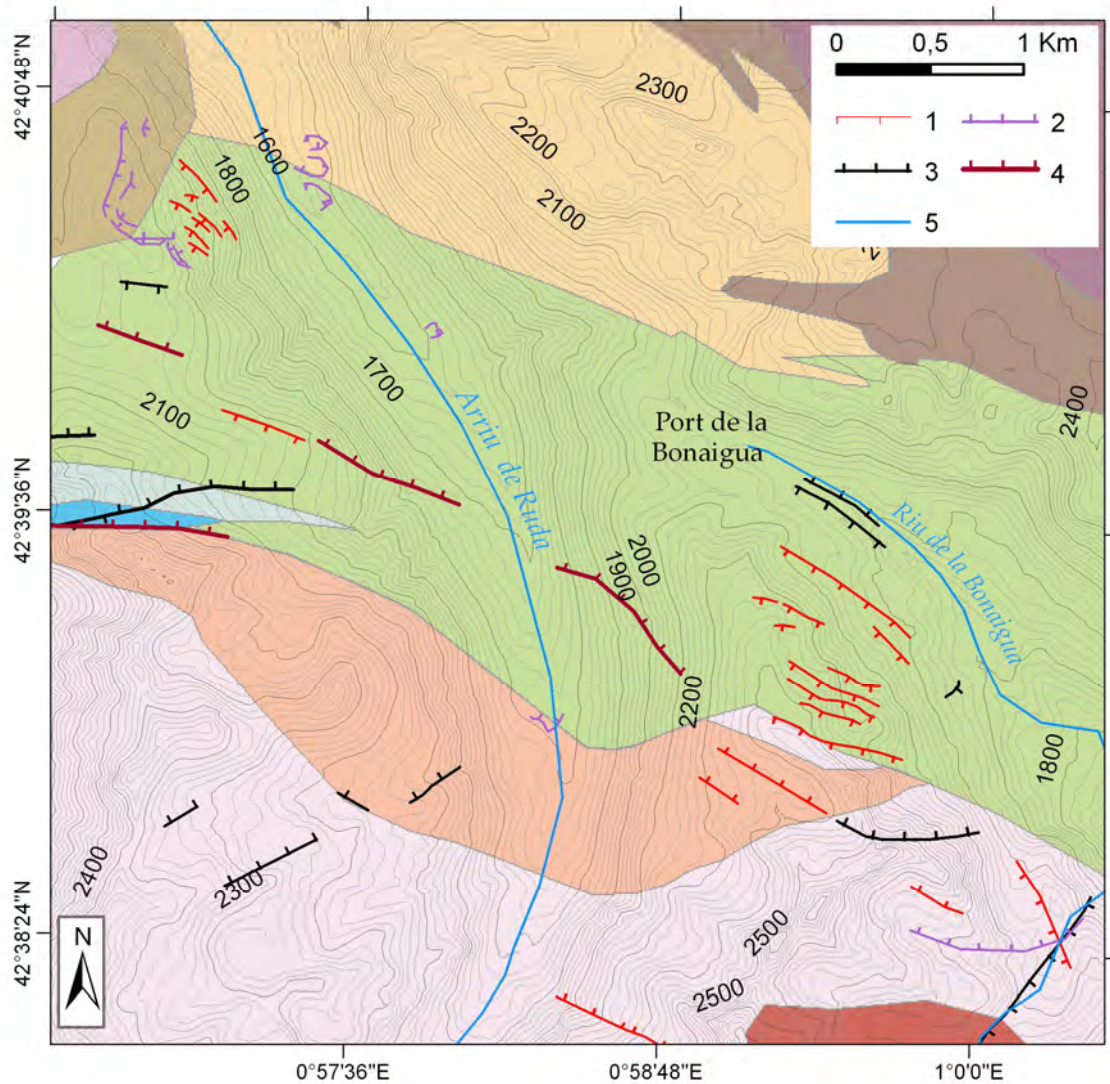


Fig. 8. 17 Cartografía de los lineamientos rectilíneos en la DGPL en Ruda y Port de la Bonaigua sobre la base topográfica de equidistancia 20 m y el mapa de litologías. La leyenda de la litología es común al Mapa geológico del Anexo I. 1, escarpe rectilíneo a contrapendiente; 2, escarpe curvilíneo de coronación; 3, escarpe rectilíneo a favor de la pendiente; 4, traza de la FNM; 5, 6, cauce fluvial. Nótese que el extremo oriental de la FNM corresponde al escarpe de coronación del conjunto de escarpes a contrapendiente del Port de la Bonaigua.

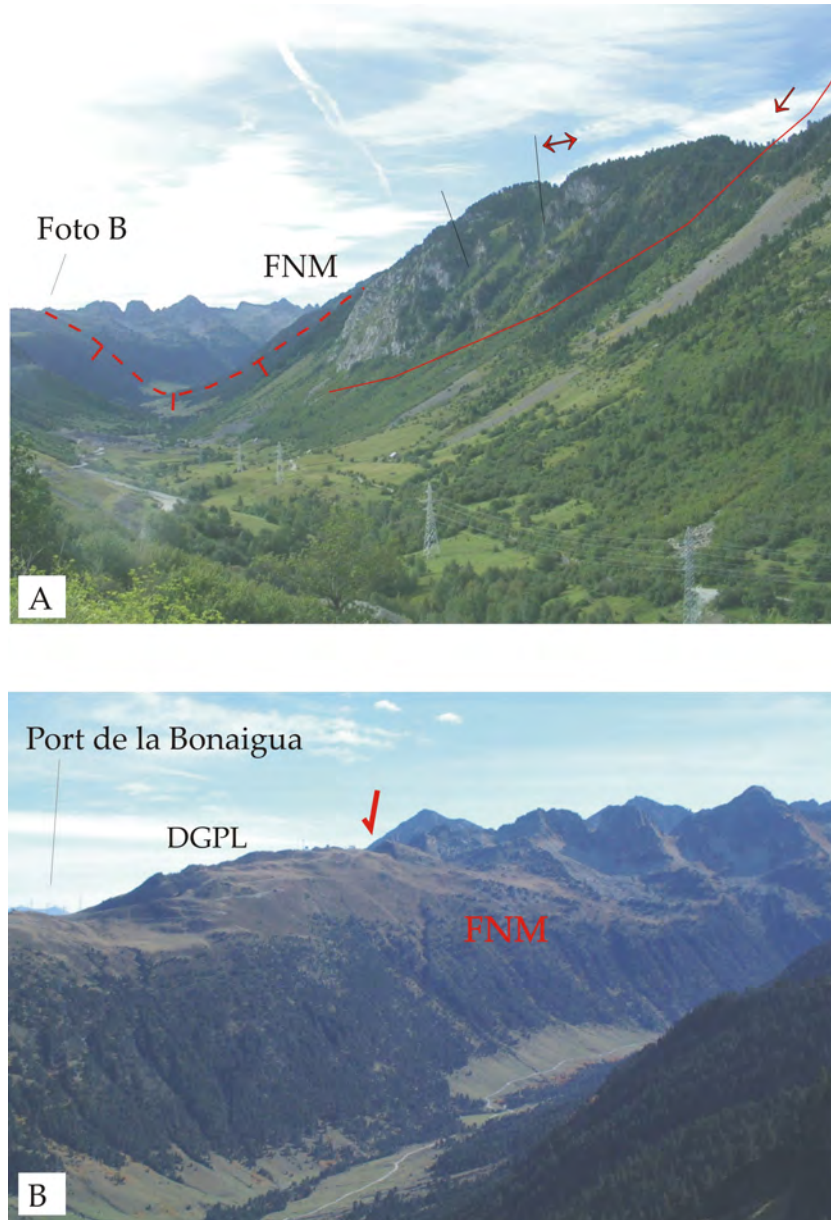


Fig. 8. 18 Fotos del valle de *Ruda*. **A)** deslizamiento de *Ruda* fotografiado desde la ladera de enfrente (subida al *Port de la Bonaigua* desde el valle de *Ruda*). **B)** escarpe de falla y faceta triangular en el extremo oriental de la FNM. Fotografía tomada desde la parte superior del deslizamiento de *Ruda* hacia el SE. La ladera del bloque hundido presenta una morfología propia de deformación gravitacional lenta de laderas.

Otros casos

La deformación de *Baricauba*, situada ~3 km al norte de *Vielha* y estudiada por Bordonau (1985) no ha sido objeto de estudio detallado en esta tesis, pero sí ha sido cartografiada (Mapa anexo II) e interpretada como un caso de deformación gravitacional lenta de laderas de acuerdo con la agrupación de formas y a la convexidad de la ladera. Los escarpes a contrapendiente tienen entre 200 m y 4 km de longitud. No se ha podido determinar si corresponden a una deformación de tipo DGPL o a un cabeceo de discontinuidades hacia el fondo del valle. Es interesante comentar que Bordonau (1985)

descartó el origen de los escarpes por erosión yuxtaglaciaria ante la falta de evidencias de modelado glaciario en los escarpes. Este autor comenta que en la ladera opuesta del valle del Garona, escarpes similares fueron interpretados como erosivos por Mianes (1955). Un caso análogo a éste lo constituye el juego de escarpes a contrapendiente paralelos a la ladera en el extremo NW del macizo, cerca del Hospital de Benasque. En este caso los escarpes tienen dimensiones similares y se desarrollan también en pizarras y cuarcitas en las que la dirección de la foliación es paralela a la ladera.

A menos de 4 km al este de *Baricauba* y al otro lado del valle *Joueu*, se han podido cartografiar otros 2 conjuntos de escarpes a contrapendiente de menores dimensiones (longitudes < 200 m) cuyo origen más probable es la deformación gravitacional lenta (Mapa anexo II). El más meridional de estos conjuntos (Fig. 4.17D, al sur del Pico *Monjòia* (o *Mounjoye*), presenta morfologías típicas de *Sackung*.

Otro caso de deformación gravitacional lenta de laderas ha sido identificado en el extremo E del macizo, bajo el pico de *Roca Blanca*, entre los picos *Tesò* y *Pinetò* (fotografía Fig. 4.16B y G). La doble cresta de esta cima es un caso claro de deformación gravitacional lenta de laderas. En el escarpe, desarrollado en pizarras y calizas, se han observado estrías en la dirección de buzamiento que sugieren un desplazamiento de la parte E de la montaña. La presencia de dos escapes a contrapendiente en las laderas que vierten al río *Noguera Pallaresa* y su disposición respecto a la doble cresta guarda una gran similitud con el caso de la deformación del *Port de Vielha-Nere* comentada anteriormente. Las longitudes de estos escarpes oscilan entre 100 y 400 m y sus alturas son < 10m. Junto a ellos, al otro lado de la divisoria de aguas, la ladera se desarrolla sobre basamento granítico. En ella se han cartografiado dos lineamientos rectilíneos oblicuos a la ladera que parecen corresponder a un escarpe a favor de la pendiente (Fig. 4.17C) cuya disposición indica el hundimiento de la pared E del circo de *Cabanes* hacia el interior de éste. La asociación de estas formas evidencia un colapso gravitacional de esta parte del macizo, que implica desplazamiento de la masa afectada tanto al E como al W. La zona coincide con la terminación oriental de la falla de *Gerber-Cabanes*, lo que sugiere que el movimiento pueda haber sido desencadenado por la actividad reciente de ésta (ver Mapa Anexo II para localización del conjunto).

DGPL identificados por disposición de la estructura

En la zona de estudio, varios lineamientos rectilíneos aislados presentan una morfología típica de deformación gravitacional profunda de laderas por reptación (tipo 1.1 de la Fig. 6. 10). La viabilidad de este origen ha sido examinada teniendo en cuenta la disposición de las discontinuidades estructurales, su relación con la ladera y la pendiente de ésta.

Fallas de la Escaleta-Nere y fallas de Barrancs

Moya y Vilaplana (1992) atribuyeron un origen neotectónico al conjunto de escarpes de la *Escaleta* y *Barrancs* (Fig. 8. 2) basándose en los desplazamientos asociables a ellos. En esta tesis se ha considerado que la falla de la *Escaleta* tiene un origen muy diferente a las fallas de *Barrancs* (Fig. 4. 17A y Fig. 8. 19); La falla de la *Escaleta* presenta continuidad hacia el valle de *Nere* de modo que pueden reconocerse 3 segmentos diferentes, de 600-800 m de longitud, todos ellos coincidiendo con el núcleo de una estructura sinclinal plegada de orientación WNW-ESE en la parte occidental y E-W en la parte oriental. Los desplazamientos aparentes de la ladera asociados a estos segmentos oscilan entre 4 y 20 m. La mayor erosionabilidad de esta zona de charnela ha dado lugar a la formación de un

“escalón” en la ladera, que es comparable con el sinclinal que se observa en la falla del *Port de Vielha*, con el cual presenta continuidad estructural. No puede descartarse que se haya producido una zona de falla aprovechando esta zona de debilidad del pliegue y que en la actualidad, pueda estar funcionando de plano de falla neotectónica. Sin embargo, la discontinuidad de la traza geomorfológica es poco favorable a esta hipótesis ya que el desplazamiento sólo es patente cuando la ladera es muy paralela a la estructura. En el tramo estudiado por Moya y Vilaplana (1992), en el Cordal de los *Puis*, se reconoce un cambio en la orientación de las discontinuidades a lo largo de la ladera. Esta disposición estructural, que en un principio hizo pensar que el escarpe a contrapendiente se hubiera generado por cabeceo, coincide con el núcleo del sinclinal de *la Escaleta* (Fig. 8. 19 y Fig. 8. 20).

Fig. 8. 19 Cartografía de los lineamientos rectilíneos de *Barrancs* y *La Escaleta* sobre un MDT de 30x30 m y la geología de la zona. La leyenda de la litología es común al Mapa geológico del Anexo I. 1, escarpe rectilíneo a contrapendiente; 2, escarpe rectilíneo paralelo o a favor de la pendiente; 3, cauce fluvial; 4, sobreexcavación glaciar; 5, lomo glaciar; 6, morrenas de la Pequeña Edad de Hielo; 7, traza del sinclinal de *la Escaleta*. Se ha indicado con una flecha blanca el movimiento hacia el NW del bloque limitado por las fallas de *Barrancs* y la falla *Barrancs-Forcanada*.

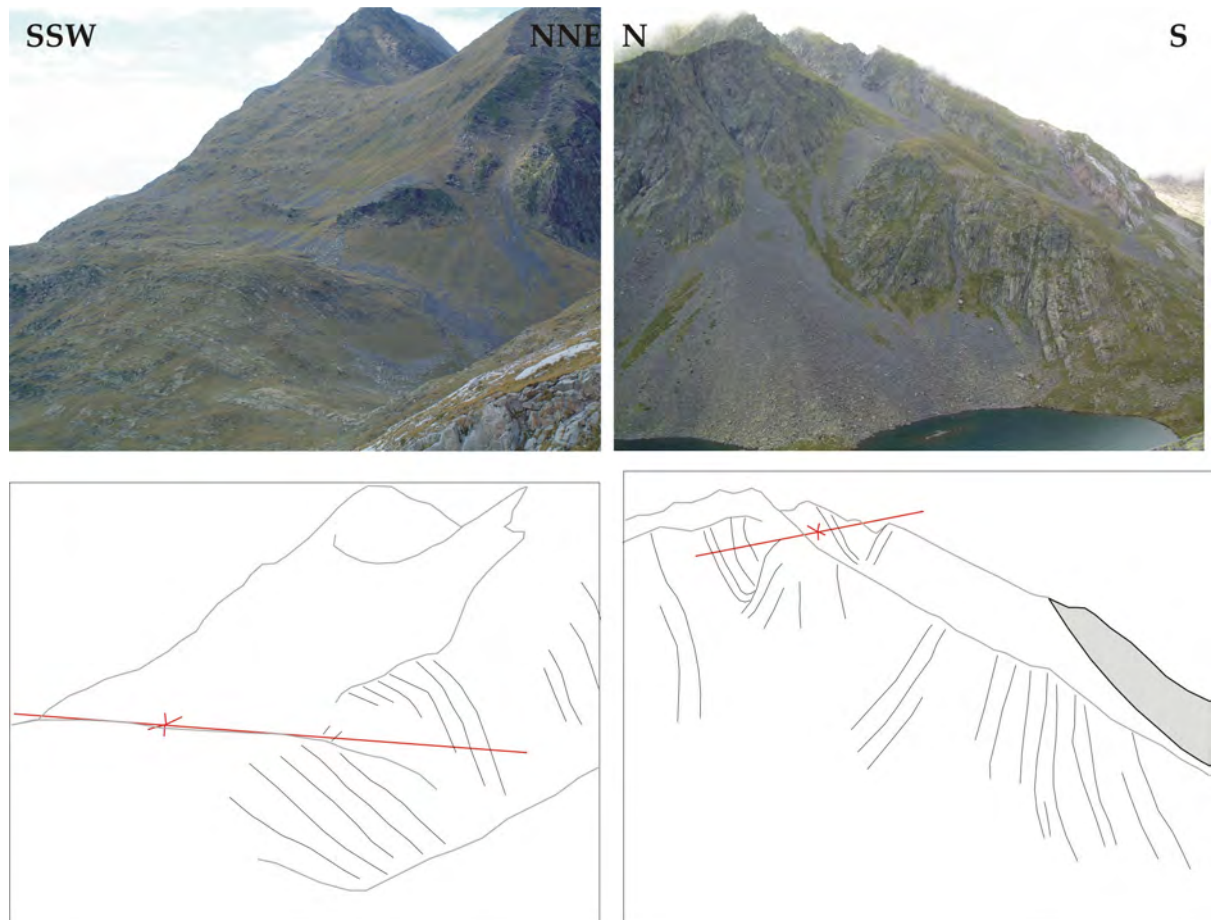


Fig. 8. 20. Fotografías interpretadas. Cordal del Puis. “Falla” de la *Escaleta*, que coincide con un sinclinal. Este sinclinal se prolonga en dirección aproximada W-E desde la *Escaleta* hasta el *Port de Vielha*, en el que se une a la falla que limita el batolito al N. El lago de la fotografía derecha es el Pometro.

Los lineamientos rectilíneos de *Barrancs* son escarpes de orientación predominante NNW-SSE que tienen una altura máxima de ~ 20 m y longitudes entre 0,2 y 1,2 km. Los escarpes de la ladera W de *Barrancs* se alinean a lo largo de una traza de aproximadamente 3 km (Fig. 8. 19).

Los escarpes de mayor longitud son escarpes a contrapendiente, paralelos al eje del valle y situados ~ 150 m sobre el fondo de éste (tanto en la ladera W como en la E). El perfil de las laderas está desplazado tan sólo en apariencia (entre 10 y 20 m de desplazamiento vertical), por lo que los escarpes parecen responder al tipo *Jahn*, es decir, a lineamientos modificados en gran medida por la acción de la erosión diferencial en zonas de falla (Fig. 7.2D). No se han encontrado evidencias que muestren un desplazamiento real de estas fracturas, por lo que se considera probable que éste, de existir, sea mucho menor al aparente.

El rasgo más llamativo del conjunto es un grupo de lineamientos situados al W del lago que de *Barrancs* y que afectan al lomo glaciar que ocupa el centro del valle (Fig. 8. 19). El conjunto está formado por dos escarpes a favor de la pendiente que se orientan paralelos al lago y un escarpe perpendicular a ellos y dispuesto la línea de máxima pendiente (en

adelante, fallas del lago) (Fig. 4. 17A). Las fallas en que se desarrollan estos escarpes desplazan aparentemente la superficie del lomo glaciar según una dirección variable (entre dirección de buzamiento y oblicua hacia el NNW) y tienen asociada una altura máxima de ~17 m. La reconstrucción del movimiento puede hacerse a partir de la forma ondulante del bloque levantado respecto al hundido y sugiere que se haya dado un movimiento relativo del bloque hundido hacia el NNW (Fig. 8. 22). La variación del vector de desplazamiento desde el centro de las fallas a los extremos indica que parte del movimiento ha sido rotacional en el sentido horario.

El pulido glaciar de la roca en las superficies desplazadas no está presente en el escarpe de falla, sugiriendo que la exhumación de los escarpes sea posterior a la última deglaciación (es decir, posterior a 20-25 $^{10}\text{Be ka}$, según Pallàs et al., 2006 y Rodés, 2008). Sin embargo, la presencia de estrías glaciares en los escarpes (Fig. 8 23) indica que su formación no es postglaciar, en oposición a lo propuesto por Moya y Vilaplana (1992), sino que es anterior al último avance glaciar que afectó esa zona, probablemente el Dryas Reciente (retroceso que en la zona ha sido datado en 11-14 $^{10}\text{Be ka}$, según Pallàs et al., 2006; Rodés, 2008 y según los resultados de la siguiente sección). Por tanto, la cronología de formación más probable para estos escarpes sitúa su formación entre el máximo glaciar y el Dryas Reciente.

No se ha considerado que sea posible la generación de las estrías glaciares durante el máximo glaciar, ya que la erosión habría producido unos bordes de escarpe romos y no angulosos. Los planos de falla expuestos presentan además 3 bandas de diferente coloración cuyos límites son paralelos a la base del escarpe (Fig. 8. 22). Las diferencias de coloración podrían indicar que el escarpe se generó en 3 eventos consecutivos, y que la diferencia de tiempo de exposición entre ellos ha dado lugar a un grado de alteración o de colonización de líquenes diferente. En la Fig. 8. 24 se propone una reconstrucción de la historia de deformación de *Barrancs* en relación a la cronología glaciar en el área.

El movimiento a favor de las fallas de *Barrancs* no parece ser debido a una inestabilidad topográfica en relación con el valle de *Barrancs*. La disposición de los escarpes de *Barrancs* es oblicua a un escarpe a favor de la pendiente de gran continuidad y buzamiento opuesto situado al SW del pico de *Barrancs* (falla *Barrancs-Forcanada*) (Fig. 8. 19). El bloque de basamento comprendido entre las fallas de *Barrancs* y esta estructura (que en planta corresponde a un dominio triangular) presenta un alto grado de fracturación, con fracturas abiertas de orden métrico y algunas fallas con desplazamiento aparente. En su conjunto, la distribución de los desplazamientos observados sugiere que se haya dado un desplazamiento diferencial hacia el NNW (indicado con una flecha blanca en la Fig. 8. 19) de este bloque con respecto al bloque del Aneto (al SW) y al bloque de la Escaleta (al NE). Dicho movimiento está en acuerdo con el sentido de desplazamiento inferido para las fallas del lago y podría responder en parte a una reptación en profundidad favorecida por la inestabilidad topográfica de esta zona con respecto al área de la *Pleta de Aigualluts*, situada inmediatamente al NNW. La Fig. 8. 21 presenta dos perspectivas distintas del conjunto (imágenes del MDT con la ortofoto) en las que se indican los desplazamientos relativos inferidos, también señalados en la Fig. 8. 19.

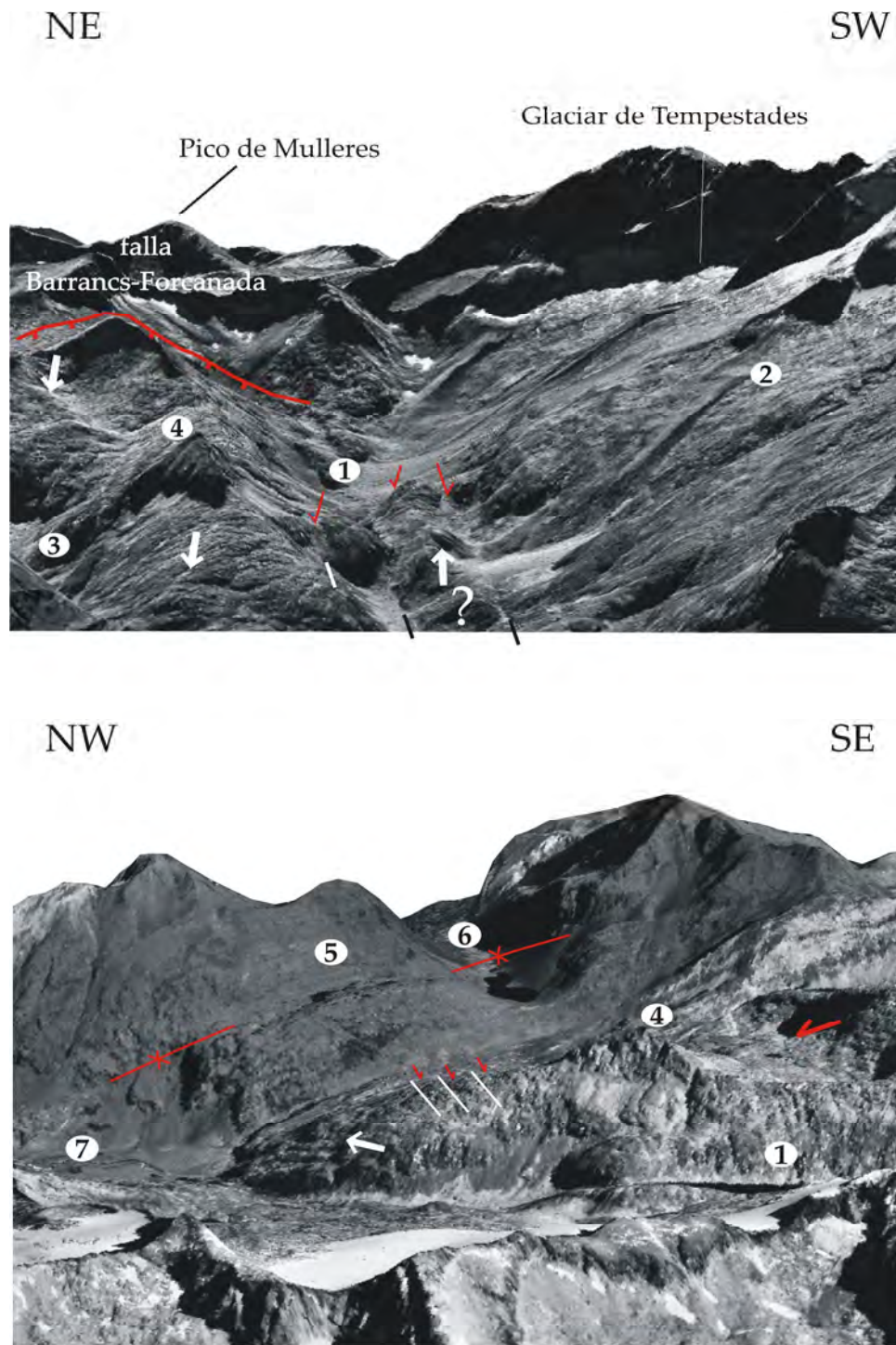


Fig. 8. 21 *Barrancs* y *Escaleta*. Imágenes 3D a partir del MDT 30x30 de la zona y ortofotos de escala 1:25000. Se han señalado con flechas blancas los desplazamientos inferidos para el bloque central. El signo de interrogación indica la incertidumbre acerca de un posible levantamiento del fondo del valle en *Barrancs*. 1, Lago de *Barrancs*; 2 morrenas de la Pequeña Edad de Hielo en el circo del glaciar Aneto; 3 Valle de la *Escaleta*; 4, Pico de *Barrancs*; 5, sinclinal de la *Escaleta*; 6, lago Pomeró; 7, turberas de la *Pleta de Aigualluts* (zona de sobreexcavación y karstificación).

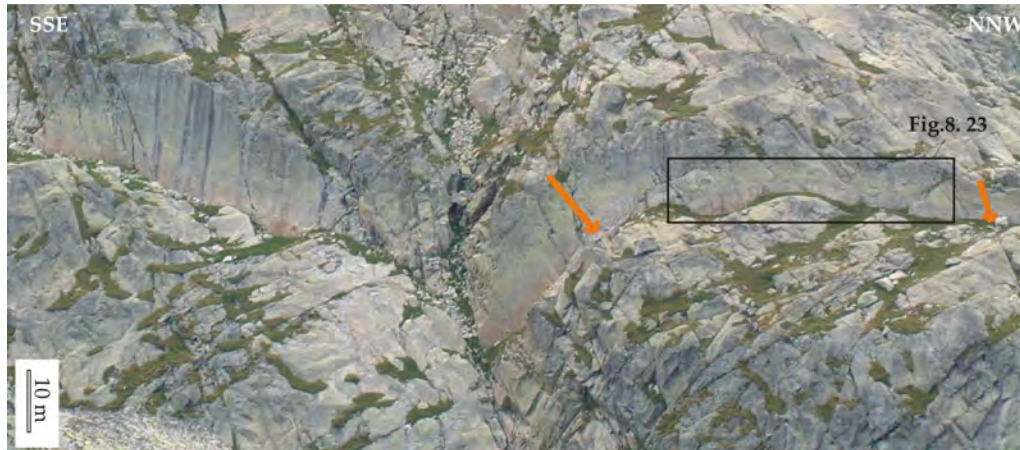


Fig. 8. 22 Fotografía interpretada de los escarpes de lago de *Barrancs*. Los vectores de desplazamiento aparente desde la perspectiva de la fotografía se han obtenido relacionando puntos del perfil del techo del escarpe con puntos de la base. Estos puntos corresponden a inflexiones en la morfología ondulada de la superficie. Hacia el NW, el vector del desplazamiento disminuye y se aproxima al buzamiento, sugiriendo que el movimiento relativo de los bloques tenga una componente rotacional. En el plano de falla expuesto pueden distinguirse tres bandas de distinta coloración (rosa a la base, amarilla en el medio y gris a techo) que podrían corresponder a la exposición del plano en tres eventos consecutivos. Se ha señalado el área que puede apreciarse en la Fig. 8.23 izquierda.



Fig. 8. 23. Aspecto de los escarpes del lago de *Barrancs*. Los escarpes no presentan pulido glaciar y tienen bordes angulosos, mientras que las superficies desplazadas están muy pulidas (estaban expuestas durante el último máximo glaciar). La presencia de estrías glaciares en los planos de falla (indicadas con una barra blanca a la izquierda, y una barra negra a la derecha) indica que éstos han sido erosionados por el hielo, probablemente en el avance del Dryas Reciente.



④ Presente



③ Avance del Drias Reciente



② Periodo interglacial



① Último máximo glaciar

Fig. 8. 24 Reconstrucción historia en *Barrancs*. 1, Durante el último máximo glaciar (20-30 ¹⁰Be ka B.P.) el valle estaba cubierto por una lengua glaciar que podía alcanzar los 500 m de espesor. Se dio sobreexcavación glaciar del fondo y generación de superficies pulidas en el lomo glaciar; 2, Tras el retroceso del hielo, periodo interglaciar, se produce un reajuste de los bloques que pudo tener lugar por ascenso del fondo del valle o por desplazamiento perpendicular al esquema (hacia el NW). El desplazamiento da lugar a la exhumación de las fallas del lago (fallas normales-oblicuas) y pudo generar desplazamientos también en fallas más externas; 3, Durante el avance glaciar del Dryas Reciente los planos de falla exhumados son erosionados por el hielo, como indica la presencia de estrías glaciares; 4, **Presente**. Tras la retirada del hielo (11-14 ¹⁰Be ka), se forma un lago en el fondo sobreexcavado del valle. La zona está sometida a un estado inestable, por lo que el reajuste de fracturas (posiblemente provocado por sacudidas sísmicas) da lugar al vaciado repentino del lago.

Fallas de gran continuidad: Sistema de fallas Rius-Cabanes y falla de Coronas

La posibilidad de que los dos sistemas de fallas de gran continuidad documentados (falla de Coronas y fallas *Rius-Cabanes*) puedan tener un componente gravitacional se ha valorado teniendo en cuenta la estructura geológica y el relieve en dos secciones perpendiculares a ellas (Fig. 8. 25 y Fig. 8. 26). A ambos lados de los escarpes a contrapendiente principales de estas secciones (*Coronas* y *Cabidornats-Nere*) se tomaron medidas de orientación de fracturas con la intención de determinar si se producían cambios sistemáticos que pudieran interpretarse como el resultado de un cabeceo de las discontinuidades. En las estaciones de medida también se realizaron ensayos de compresión uniaxial con el martillo de *Schmidt* para tener un control de la resistencia de la roca y localizar zonas especialmente degradadas. En ninguno de los dos casos se han encontrado evidencias de cabeceo en las estructuras principales, aunque sí en fracturas paralelas a éstas, cercanas a la falla de *Cabidornats*. Estos cabeceos no dan lugar a lineamientos rectilíneos cartografiables. En el caso de Coronas, la parte media-baja de la ladera está afectada por reptación de bloques en la superficie, con desplazamientos de orden decimétrico, que evidencia un estado de degradación acusado de la ladera. La consideración de la estructura integrada en secciones topográficas desde la cumbre hasta los valles principales ha ayudado a valorar la viabilidad de la deformación gravitacional lenta de laderas como proceso generador de las fallas.

Fig. 8. 25. Corte geológico transversal a la falla de *Cabidornats* (*Circ de Colomers*) y la FNM (localización en Fig. 8.2 y Mapa anexo II). Exageración vertical x1,5. **1**, falla de *Naut Colomers*; **2**, escarpe a contrapendiente intermedio; **3**, falla de *Cabidornats*. La pendiente de la ladera hacia la Valh d'Aran es relativamente suave y no permite explicar la formación de los escarpes a contrapendiente como producto de la deformación gravitacional lenta de laderas. La leyenda de los materiales coincide con la del Mapa geológico, Anexo I.

Debido a un insuficiente desnivel topográfico, la deformación activa en el sistema de fallas *Rius-Cabanes* no puede asociarse a una inestabilidad de laderas (Fig. 8. 25). Sin embargo, la falla de Coronas es activa en un contexto de grandes desniveles.

El encajamiento cuaternario del río *Ballibierna*, especialmente cerca de su confluencia con el río Ésera (Mapa anexo II), sugiere que la ladera norte del valle pueda estar colapsando por la rápida remoción de su base. Esta inestabilidad es la que al otro lado (ladera sur de *Ballibierna*) ha dado lugar al *Sackung* de *Fangonielles*. El gran desplazamiento observado en este sector de la falla de Coronas (máximo ~ 150 m) puede deberse a esta inestabilidad topográfica (desniveles de hasta 1800 m en una sección de 4 km perpendicular a la falla). Sin embargo, el encajamiento del río *Ballibierna* en la parte próxima a la cabecera es mucho menor; de hecho, la traza de la falla de Coronas continúa hacia el SE varios kilómetros (Mapa anexo II) y corresponde a un escarpe de 3-4 m de altura que pasa por los lagos situados al N del pantano de *Llauset*, atravesando zonas sin desniveles topográficos relevantes al S. Una explicación alternativa que también considera la deformación gravitacional del macizo viene dada por la inestabilidad topográfica de la vertiente norte, delimitada por dos valles que suponen grandes desniveles; *Aigualluts* (desnivel máximo ~ 1500 m en 4 km) y el valle de *Salenques* (desnivel máximo ~800 m en 2 km). Estos valles guardan paralelismo con la falla de Coronas, de modo que la deformación gravitacional lenta del macizo hacia ellos también debería de ser considerada. De este modo, se pueden invocar dos modelos distintos de DGPL:

1) Modelo de Chabanec. Las secciones interpretativas propuestas por Mahr (1977) para explicar la deformación en *Chabanec* y en *Polská Tomanová* (Fig. 6.5), en las montañas *Tatras* (Montes Cárpatos), guardan cierta semejanza con algunas de las secciones estudiadas en la ladera norte de *Ballibierna*. La similitud de la morfología de la ladera y la disposición estructural, sin embargo, sólo se produce localmente, en las “secciones de crestas”, es decir, entre las divisorias de valles tributarios consecutivos. Las secciones trazadas por los fondos de los valles muestran un perfil cóncavo que no es favorable a la ocurrencia de reptación en profundidad hacia el valle de *Ballibierna* (Fig. 8. 26). Aunque la DGPL en materiales cristalinos no suele ir acompañada de un abombamiento marcado de la ladera (sección 6.3.1), dado el elevado desplazamiento asociado a la falla de Coronas (del orden de 100-150 m en varios puntos), la formación de una zona de reptación hacia el valle en profundidad tendría que haber modificado, de forma considerable, el perfil de la ladera. Junto con estas observaciones, la ausencia de evidencias de un escarpe de cabecera hacen que este modelo sea poco probable.

2) Modelo de escarpe de coronación trasero. Un modelo alternativo al funcionamiento gravitacional de esta falla es suponer su enraizamiento en una zona de reptación en profundidad que buza hacia el valle de *Aigualluts* en la parte occidental (Fig. 8. 26) y puede que también hacia el valle de *Salenques* en la parte oriental. En este caso, el escarpe de Coronas correspondería al escarpe de coronación de un movimiento del macizo hacia el N. La localización del escarpe principal tras la línea de crestas lo hace comparable a algunos de los tipos diferenciados por Hutchinson (1988) (Fig. 6.9, tipo biplanar compuesto). Este modelo parece más factible que el anterior, ya que el movimiento hacia el norte puede explicarse por la existencia de un fuerte desnivel a lo largo de toda la traza y no sólo en la parte occidental. Al final de este capítulo se propone un modelo de funcionamiento para el escarpe de Coronas basado en esta hipótesis.

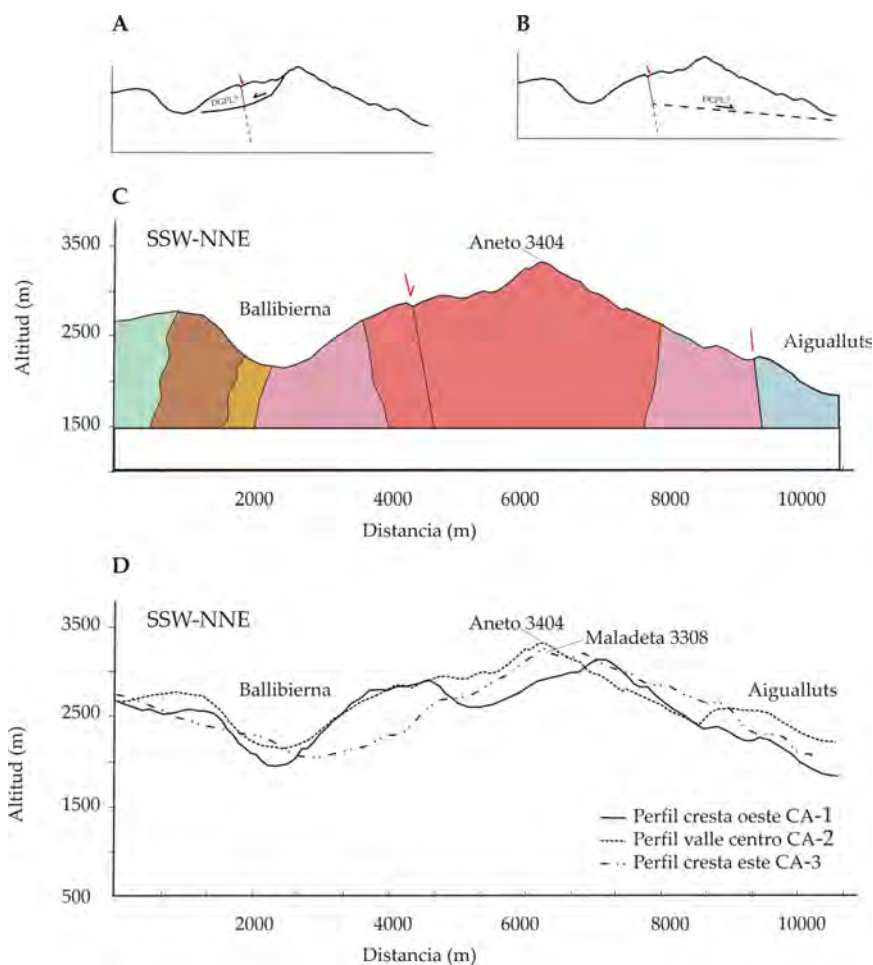


Fig. 8. 26 Falla de Coronas. **Arriba:** posibles formas de DGPL según el modelo de Chabanec (**izquierda**) y el del escarpe de coronación trasero (**derecha**). Este segundo modelo corresponde mejor con los rasgos geomorfológicos observados. **Centro:** sección geológica. **Abajo:** Perfiles topográficos transversales a la falla (todas las secciones están localizadas en Mapa anexo II). Nótese que aunque los perfiles de la ladera en las divisorias de valles tributarios a *Ballibierna* son abombados, los perfiles de la ladera según el cauce de los ríos que la atraviesan son muy cóncavos y no sugieren que se dé DGPL hacia el valle de *Ballibierna*. Exageración vertical x1,5 para todos los cortes.

Localización de la deformación gravitacional lenta de laderas respecto a la actividad glaciario

La importancia de deformación gravitacional lenta de laderas en el desarrollo de circos glaciares ha sido destacada por Turnbull y Davis (2006). En los Pirineos Cántabricos, Alonso y Corte (1992) describen escarpes producidos por deformación gravitacional lenta que coronan circos glaciares. En el área de estudio, se han identificado numerosos escarpes que afectan a las aristas glaciares generando dobles crestas. Aunque son más frecuentes en los materiales metasedimentáreos del entorno del batolito de la Maladeta, también se han identificado dobles crestas y escarpes a favor de la pendiente en el granitoide (Ej.: doble cresta del *Port de Vielha* o escarpe del Circo de *Cabanes*, bajo *Roca Blanca*).

La depresión a la base del escarpe de Coronas ha dado lugar a la sobreexcavación en los fondos de los valles que la cruzan, de modo que estas zonas actúan de “recolectores” de nieve. Así, la erosión y la acumulación de nieve en estos circos se ve favorecida por la actividad de la falla. La continuación en el futuro de esta actividad podría resultar en la

formación de un nuevo valle estructural (comprendido entre *Ballibierna* y *Aigualluts*), que en cierta medida ya puede intuirse por la erosión remontante en esa dirección en el valle de Cregüña. Este ejemplo se suma a otro de los casos que corroboran la estrecha relación entre formación de circos glaciares y zonas de deformación gravitacional lenta propuesta por Turnbull y Davis (2006). Como ya se comentó en la sección 6.2.2, la deformación gravitacional lenta de laderas ha sido considerada por Tabor (1971) como un importante agente de generación de valles en alta montaña.

Bordonau y Vilaplana (1986) reconocieron dos factores que podían estar jugando un papel decisivo en la formación de las deformaciones gravitacionales de la *Serra d'Hurno*: el espesor del hielo, estimado en 500-600 m durante el último máximo glaciar, y el hecho ya comentado de que coincide con la zona cóncava de una flexión de 90° del valle, donde el glaciar tenía más potencial erosivo. En la discusión acerca de la deformación gravitacional de *Baricauba*, Bordonau (1985) también remite a los espesores de hielo glaciar, que en esta zona del valle alcanzaron los 800 m. A estas observaciones se puede añadir que la localización de tres de los casos de deformación gravitacional coincide con pasos de difluencia glaciar. Se trata de los pasos de difluencia del *Coll Vell de Toro* (*Mulleres-Puerto de Viella-Nere*), del *Port de la Bonaigua* y de la zona de *Plans de Pòrera* (deformación de *Ruda*). Puede que esta concentración de la deformación gravitacional, tal y como ha sugerido Jarman (2006) (sección 6.4.1), esté determinada por una mayor descarga postglaciar en estas zonas.

Localización de la deformación gravitacional lenta de laderas respecto a la FNM y la zona de concentración de la sismicidad instrumental.

Se ha observado una alineación de los casos de DGPL coincidiendo con la traza de la FNM y con la banda de concentración de la sismicidad que se comentó en el capítulo 3. Esta alineación (Fig. 8. 2) puede ser también un artefacto, ya que coincide, a grandes rasgos, con la zona seleccionada para el estudio geomorfológico de detalle. No obstante, la ocurrencia de terremotos destructivos en la zona hace muy probable que la sismicidad sea uno de los factores de control en la actividad de las deformaciones. Cuando la deformación gravitacional lenta de laderas tiene lugar en zonas en las que el hielo alcanzaba grandes espesores relativos, la descompresión de la ladera asociada a la retirada del glaciar puede haber sido la causa principal de la inestabilidad, a la que la sacudida sísmica se sumaría como desencadenante. Sin embargo, dos de los ejemplos estudiados, *Roca Blanca* y *Ubago*, no están localizados en zonas de gran desarrollo glaciar. Este hecho, junto con la ocurrencia de movimientos muy posteriores a la retirada del máximo glaciar (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005; Gutiérrez et al., 2008), indica que otros factores externos, como la sismicidad y las crisis climáticas, puedan ser los factores principales de control de la deformación.

Casos de DGPL en otras partes del Pirineo

Además de los casos reconocidos en esta tesis, la deformación gravitacional lenta de laderas estudiada por Soeters y Rengers (1983), Bordonau y Vilaplana (1986), Lampre (1998), Acosta (2006), Gutiérrez-Santolalla et al. (2005), y Gutiérrez et al. (2008) hacen que el macizo de la Maladeta y su entorno sea el área de los Pirineos donde se han documentado más casos de deformación gravitacional. Otros casos de deformación gravitacional en el Pirineo han sido identificados en el valle de *Estós*, en Huesca (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005; Acosta, 2006) y en el valle de *Valira d'Orient* en

Andorra (Corominas, 1990; Santacana, 1998; Hürliman et al., 2006), así como en los valles de los ríos *Orallo* y *Valdepita*, en los Pirineos Cantábricos (Alonso y Corte, 1992). El trabajo de Klarica et al. (2001) en la parte occidental francesa (sección 2.1.1) también se refiere a deformación gravitacional lenta de laderas, ya que las fallas estudiadas son relacionadas con una inestabilidad topográfica.

8.2 CONTROL DE LA EDAD: ESTUDIO PILOTO DE LA APLICACIÓN DE LOS ISÓTOPOS COSMOGÉNICOS

8.2.1 Interpretación de formas y depósitos

En la sección 4.3.2 se detallaron el tipo de formas y depósitos afectados o generados por la actividad de fallas que son de utilidad para determinar la actividad de éstas en la zona de estudio. A excepción de la FNM, todos los lineamientos rectilíneos se localizan en laderas cuaternarias modeladas por el paso de los glaciares. No obstante, en pocos casos puede determinarse que la actividad de la falla se haya producido después de la última glaciación ya que la mayoría de los escarpes o bien tienen formas redondeadas que indican haber sido modelados por el hielo glaciar, o bien tienen bordes muy angulosos consecuencia del deslajamiento producido por la gelifracción subactual. En este último caso, no puede establecerse que la actividad de la falla sea postglaciar en base a la morfología del escarpe. Algunos escarpes, como el de *Gerber-Cabanes* (Mapa anexo II), fuerzan un cambio en el curso de glaciares rocosos que evidencia que su formación es anterior o simultánea al último máximo glaciar.

En los casos de DGPL estudiados mediante la realización de trincheras (Gutiérrez-Santolalla et al., 2005; Gutiérrez et al., 2008), se ha podido limitar la actividad de los escarpes a los últimos 16,9 ka, encontrándose evidencias de movimiento muy posteriores a la desaparición de los glaciares principales (entre 8,3-5,3 ka). En el interior del macizo granítico no se ha realizado ninguna trinchera pero se dispone de datos de cronología referentes a la actividad de dos conjuntos, el lago de *Barrancs* y un escarpe a contrapendiente en las laderas del Barranc de *Ballibierna*. Los datos relativos a *Barrancs* proceden de dos sondeos realizados en 1994 (Copons et al., 1997) y en 1998 (Larrasoa et al., 2007; en revisión). Las edades de ^{14}C de los niveles basales de los sondeos estudiados en estos trabajos sugieren que la formación del lago tuvo lugar hace 8-10 ka. El trabajo de Larrasoa et al. (2007; en revisión) propone un modelo de formación y evolución del lago de *Barrancs* por medio del análisis de la geomorfología del área y del registro paleoambiental derivado de la interpretación de las propiedades magnéticas de los sedimentos del lago. La presencia de dos suelos fósiles en el sondeo estudiado ha sido interpretada como el reflejo de un drenaje repentino del lago debido al reajuste de sus fracturas confinantes. Estos eventos han podido ser acotados por la edad de los dos paleosuelos: ca. 400 AC y 300 DC. El carácter repentino de la desecación del lago y la proximidad de la zona a los epicentros de los terremotos históricos de 1923 y 1373 sugieren que los reajustes de las fracturas (apertura y drenaje del lago) puedan tener su origen en sacudidas sísmicas.

La posibilidad de determinar el tiempo que un escarpe de falla lleva expuesto a la radiación cósmica ofrece la oportunidad de obtener datos más directos sobre la actividad en la falla que lo genera. El escarpe del Barranco de *Ballibierna* fue el objeto de un estudio piloto para la datación con ^{10}Be que se expone a continuación.

8.2.2 Datación con ^{10}Be

Principios básicos

La determinación del tiempo que un elemento (superficie, bloque rocoso, árbol, canto en el interior de un depósito superficial, etc.) lleva expuesto a la radiación cósmica puede llevarse a cabo mediante la medida de la cantidad de isótopos cosmogénicos contenidos en él. Estos nucleidos se generan por la interacción de la radiación cósmica con los elementos de la atmósfera y de las rocas. Entre estos últimos (isótopos o nucleidos producidos *in situ*), aquellos que se descomponen radiactivamente según tasas de desintegración bajas (Ej.: ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{14}C) permiten estimar la edad de exposición a la radiación cósmica (en adelante, edad de exposición). En materiales ricos en SiO_2 , el ^{10}Be se encuentra sustituyendo al Si y al O, por lo que resulta idóneo para litologías silíceas. Para obtener la edad de exposición hay que tener en cuenta la litología y la atenuación de la radiación cósmica (ya que ambas determinan la tasa de producción) y la tasa de desintegración del isótopo. La radiación cósmica se atenúa en función del campo magnético, la altitud, el efecto de apantallamiento del relieve colindante y la profundidad bajo la superficie, entre otros factores, por lo que su determinación es compleja aunque fundamental para una correcta aplicación de la técnica. Una descripción detallada de la base teórica de la datación con isótopos cosmogénicos puede encontrarse en Gosse y Phillips (2001).

Aplicación a la deformación activa.

En los Pirineos, la técnica ha dado resultados satisfactorios en el estudio de la cronología de la deglaciación en distintos valles (Pallàs et al., 2006; Rodés, 2008) pero hasta la fecha, no ha sido aplicada a la deformación activa.

La aplicabilidad de la datación con isótopos cosmogénicos al estudio de la deformación activa depende de la litología de los materiales o elementos afectados por la deformación o generados en relación con ella.

Para fallas activas, se pueden obtener edades tanto de las formas desplazadas como del plano de falla expuesto o de los depósitos generados con relación al escarpe de falla (Ej.: cuñas coluviales, depósitos bloqueados o deformados). Estas edades permiten obtener tasas de desplazamiento (Ej.: Tapponnier et al., 2001; Hermanns et al., 2001; Hetzel et al., 2002; Siame et al., 2002, 2004) y en los casos más favorables, establecer la cronología de la deformación. Si la exhumación del plano de falla se ha producido en varios eventos, el escarpe expuesto tendrá franjas con edades de datación uniformes dentro de cada franja (correspondientes a la parte exhumada en cada evento) que aumentarán progresivamente hacia el techo del escarpe. La aplicación de la técnica a escarpes de fallas sismogénicas permite la datación directa de paleoterremotos (Ej.: Zreda y Soller, 1998; Gran Mitchell et al., 2001; Benedetti et al., 2002, 2003; Palumbo et al., 2004). En Ortuño (2004) se trata más ampliamente la aplicación de esta técnica a la paleosismología.

Para fallas producidas por deformación gravitacional lenta de laderas, la edad de exposición puede ser muy útil en la determinación de las causas del movimiento, ya que puede ser relacionada con eventos climáticos o sísmicos (Ej.: Bigot-Cormier et al., 2005; Hippolyte et al., 2006). Si la deformación gravitacional lenta de la ladera ha dado lugar a escarpes de cabecera, la datación de éstos también será útil para determinar la cronología de la deformación (Bigot-Cormier et al. 2005).

8.2.3 Estudio piloto en el barranco de *Ballibierna*

En la zona de estudio, la datación con ^{10}Be de un escarpe de falla y de las superficies glaciares aparentemente desplazadas por ella se realizaron mediante una experiencia piloto llevada a cabo entre el año 2003 y 2004 en el marco de la colaboración entre el *Departament de Geodinàmica i Geofísica* de la *Universitat de Barcelona* y el *Centre Eurepéen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement* (CEREGE-Aix-en-Provence, Francia). Este estudio (Ortuño, 2004) puso de manifiesto las limitaciones de la aplicabilidad de esta técnica para determinar la cronología de la deformación en los escarpes de la Maladeta. Las limitaciones están relacionadas principalmente con 1) la dificultad de identificar escarpes de falla que no hayan sido retrabajados por la erosión glacial tras su formación 2) la difícil preservación del plano de falla, ya que en escarpes muy degradados no es posible realizar un muestreo adecuado. A pesar de que las condiciones no fueron las más favorables, la experiencia ha proporcionado resultados interesantes para el entendimiento de la génesis de los escarpes.

Descripción del muestreo

El lugar del muestreo del escarpe y las superficies glaciares a ambos lados de éste vienen señalados en la Fig. 8. 8. La localización de los puntos muestreados se señala en la Fig. 8. 27 y en la Fig. 8. 28. Se trata de un escarpe de orientación N84E desarrollado sobre una zona de cizalla subvertical. El escarpe tiene una longitud de 0,45 km y una altura que varía entre 2 y 4 m aproximadamente. Su presencia ha dado lugar al bloqueo de los canchales (derrubios de ladera de origen periglacial) que tapizan la ladera, a excepción de algunos puntos en los que la altura del escarpe disminuye y el canchal sobrepasa el escarpe. El desplazamiento aparente de las superficies es apreciable a lo largo de la traza (Fig. 4. 18 D), cuyo extremo oriental se une a la falla de Coronas, en un punto donde la ladera está igualmente desplazada (Fig. 8. 27).

Se tomaron muestras en 4 puntos del plano de falla, a 74, 141, 221 y 321 cm del techo del escarpe. También se muestrearon superficies de morfología aborregada, tomándose 2 muestras en la parte superior y 2 en la parte inferior de la ladera (Fig. 8. 27 y Fig. 8. 28). De cada punto se tomaron aproximadamente 500 g de roca de los 2 primeros centímetros bajo la superficie. De esta cantidad, 100 g se prepararon para la medida de la concentración de ^{10}Be .

Tratamiento y medición del ^{10}Be

De cada muestra se aislaron los granos de cuarzo de granulometría comprendida entre 250 y 1000 μm , que se disolvieron y trataron siguiendo el procedimiento propuesto por Bourles et al. (1989). La preparación de las muestras se llevó a cabo en los laboratorios del CEREGE-Aix-en-Provence (Francia) y de la *Facultat de Geologia* de la *Universitat de Barcelona* y la medida de la concentración de ^{10}Be , en el acelerador de partículas *Tandatron* del *CNRS* en *Gif-sur-Yvette* (Francia). Una explicación detallada de todo el proceso puede encontrarse en Rodés (2008).



Fig. 8. 27 **Arriba:** Aspecto del escarpe con la localización de los puntos muestreados en él, a 74, 141, 221 y 321 cm del techo (izquierda) y de la superficie de pulido glacial del bloque aparentemente levantado (derecha). **Abajo:** Aspecto del escarpe observado desde la mitad de su traza en el que puede verse la falla de Coronas al fondo.

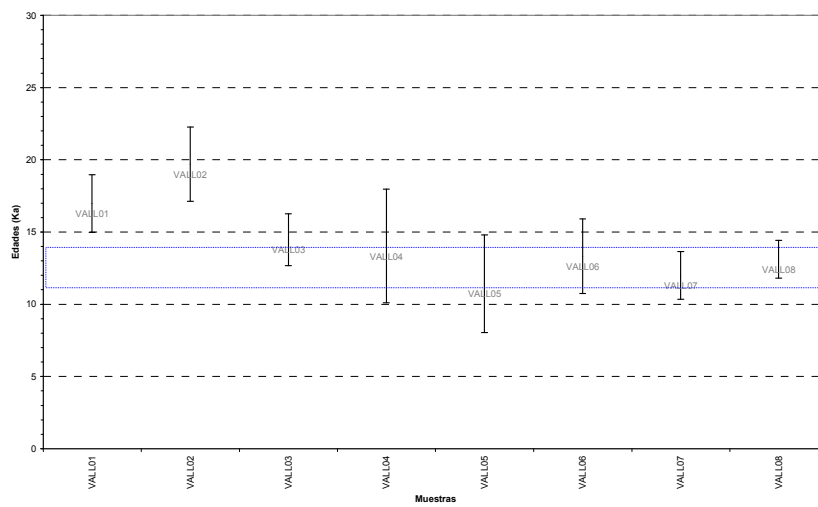
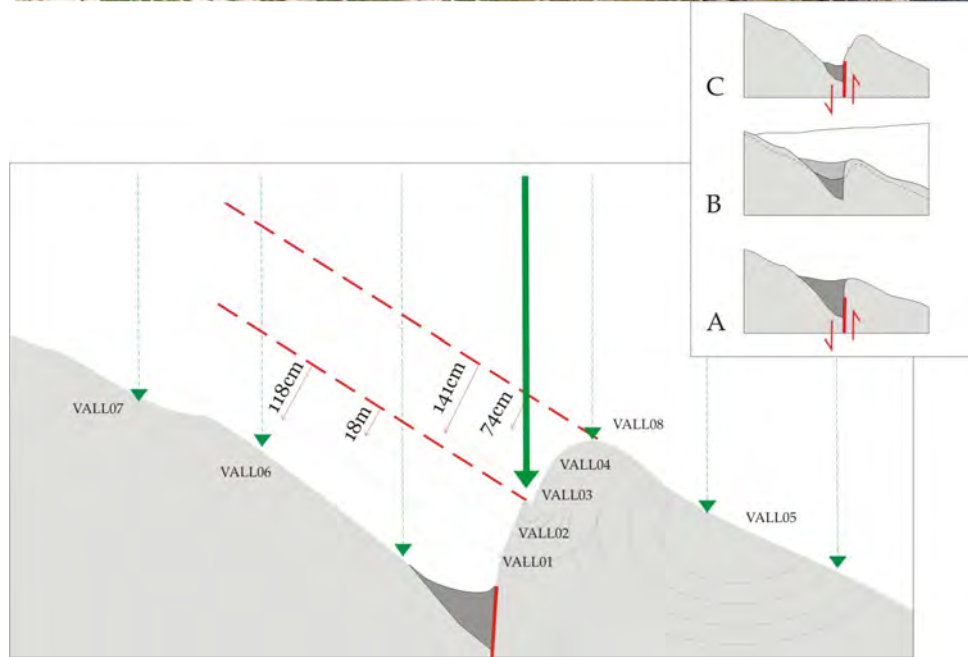


Fig. 8. 28 Ver explicación en la página siguiente.

Fig. 8. 28 **Arriba:** Localización de las muestras del escarpe VALL (01-04) y de las superficies glaciares VALL (05-08). **Centro:** Esquema de la localización de las muestras y la producción de ^{10}Be en cada punto. Para el cálculo de la producción de ^{10}Be de las muestras del escarpe se ha tenido en cuenta la radiación secundaria que atraviesa la roca, representada en la figura por círculos concéntricos. En la esquina derecha superior se ha esquematizado el modelo de génesis del escarpe propuesto. **A.** Tras el máximo glaciar, se forma el escarpe por la actividad de la falla y la depresión al pie de éste se llena de derrubios. **B.** Durante el avance del Dryas Reciente, la erosión modifica la forma de la ladera, del escarpe y removiliza la parte superior del relleno de la depresión. **C.** Después del retroceso del Dryas Reciente, la base del escarpe, protegida de la erosión, es exhumada por el movimiento a favor de la falla. **Abajo:** Gráfico con edades de ^{10}Be obtenidas. A excepción de las muestras VALL01 y 02, el resto de las muestras indican una edad de exposición entre 11 y 14 ^{10}Be ka, que coincide con la retroceso del Dryas Reciente.

Resultados

Las concentraciones de ^{10}Be obtenidas para cada muestra fueron corregidas según Middleton et al. (1993) para hacerlas comparables con los *standards* del ICN. Los cálculos de las edades de exposición se hicieron con la ayuda de A. Rodés, del *Departament de Geodinàmica i Geofísica* de la *Universitat de Barcelona*, según las indicaciones expuestas en Rodés (2008). La producción de ^{10}Be al nivel del mar en latitudes altas (P_{SLHL}) utilizada es 5,1 atm/gr/a, y el método de escalamiento (correcciones de altitud y latitud), el propuesto por Stone (2000). Los resultados se muestran en la tabla de la Fig. 8. 28.

Cálculo de edades de las muestras del escarpe

Para calcular la producción de isótopos cosmogénicos in situ en cada una de las muestras se ha tenido en cuenta:

- 1.- La producción correspondiente al lugar de muestreo por su latitud y su altura (35,46 at $\text{gr}^{-1} \text{a}^{-1}$).
- 2.- El efecto de “apantallamiento” de la topografía circundante a cada punto de muestreo, que reduce la producción inicial de VALL01, VALL02, VALL03, VALL04, VALL05 y VALL08 al 45,27%, 45,27%, 45,27%, 45,27%, 75,25%, 92,37%, 68,40% y 93,96% de la que recibirían en una superficie horizontal, respectivamente.
- 3.- El efecto de la radiación cósmica atenuada que reciben las muestras VALL01, VALL02, VALL03 y VALL04 a través del escarpe. Para calcular esta producción secundaria se creó un modelo numérico de la topografía del escarpe que considera el espesor de roca que debe atravesar la radiación en cada caso. Esta radiación extra supone un incremento significativo de la producción de las muestras VALL01, VALL02, VALL03 y VALL04 en 0,34, 5,25, 1,56 y 4,62 at/gr/a, respectivamente.

Las edades de exposición de las muestras obtenidas se recogen en el gráfico de la Fig. 8. 28. Se observa una homogeneidad de las edades de las superficies glaciares (VALL 05-08) y de las muestras más altas del escarpe de falla (VALL 03, 04) en torno a los 11-14 ^{10}Be ka que sugiere que quedaron expuestas tras el avance glaciar del Dryas Reciente.

Un aspecto a tener en cuenta es el efecto “rejuvenecedor” de la edad de exposición que se deriva de no considerar un recubrimiento parcial de nieve que ha podido reducir la producción en los lugares muestreados, especialmente el escarpe, durante ciertos periodos y el que se deriva de no considerar una pérdida de roca por erosión. Por esta razón, las

edades obtenidas se consideran edades mínimas de exposición. Debido a que se espera que la cubierta de nieve haya perdurado durante en la depresión al pie del escarpe, las edades de Vall01 y Vall02 podrían ser aún mayores a las del resto de las muestras. El hecho de que las edades sean mayores para la base del escarpe de falla es difícil de entender en términos de exhumación tectónica de un plano de falla, que resultaría en edades más jóvenes al pie del escarpe.

Hipótesis de formación y actividad en el escarpe.

La geometría del escarpe ha llevado a plantear un modelo de génesis que es coherente con los resultados obtenidos. Este modelo plantea que el escarpe pudo haberse formado poco después del comienzo de la última deglaciación (20-25 10Be ka según Pallàs et al., 2006; Rodés, 2008). El hecho de que el escarpe presente un escalón entre las muestras VALL03 y VALL02 podría ser el resultado de la erosión asociada al avance del Dryas Reciente. Si tenemos en cuenta que la depresión al pie del escarpe se pudo haber rellenado entre el máximo glaciar y el Dryas Reciente, este relleno pudo haber actuado de protección ante la erosión para la base del escarpe, es decir, que sólo la parte superior del escarpe hubiera sido erosionada durante el Dryas Reciente. El retroceso que se observa es de ~30 cm (Fig. 8. 28 Centro). Debido a la localización del escarpe en la zona de circo glaciar, el tipo de erosión que pudo haber tenido lugar es una erosión por fricción, a modo de desgaste lento y continuo de la superficie. Por ello, si la depresión de pie del escarpe estaba parcialmente rellena de till o de derrubios, éstos pueden haberse conservado en gran medida, preservando la superficie “original” del escarpe. Tras la retirada del Dryas Reciente, la parte inferior del escarpe habría sido exhumada por una reactivación de la falla o por la evacuación de los derrubios por la acción aluvial (Fig. 8. 28 Centro). Ésta segunda posibilidad parece poco probable debido a que la pendiente casi nula de la depresión es más favorable a un ambiente de depósito que de erosión.

Cronología de la deformación en Ballibierna

Las edades obtenidas permiten afirmar con fiabilidad que el escarpe existía con anterioridad al Dryas Reciente. Sin embargo, el número limitado de muestras datadas en el escarpe hace que el modelo propuesto sea poco robusto. La obtención de un mayor número de edades de exposición para el escarpe y de algunas edades de los materiales el relleno de la depresión ayudaría a contrastar el modelo propuesto.

El conjunto de *Ballibierna* (Fig. 8. 8) se compone de 3 escarpes a contrapendiente paralelos con fuerte buzamiento al N. El escarpe situado a mayor altitud, en el que se han realizado las dataciones con ^{10}Be (escarpe de *Ballibierna*), se sitúa a media ladera, unos 300 m por debajo de la línea de crestas que separa el Barranco de *Ballibierna* del circo de *Llosars*. Al otro lado de esta cresta, y a una altitud similar, se distingue otro escarpe antitético a éste último, lo cual genera un efecto de “colapso de cresta” similar al modelo propuesto por Beck (1968) (Fig. 6.2). El escarpe situado más cerca del fondo del valle se extiende a lo largo de ~4 km; en el tramo oriental es paralelo a los anteriores (traza E-W) y coincide con el lateral norte del lomo glaciar, mientras en su tramo occidental se dispone paralelo a la falla de Coronas, dando lugar a un escalón topográfico que coincide con el límite sur de la zona de turbera del valle de *Llosars* (*Pleta de Llosars*). El desplazamiento aparente asociado a estos escarpes no supera en ningún caso los 5 m. El escarpe del fondo del valle presenta una morfología muy roma que indica un origen glaciar o preglaciar.

8.3 MODELOS DE FUNCIONAMIENTO; CONVERGENCIA MORFOLÓGICA Y FALLAS COMPUESTAS

El estudio de los lineamientos rectilíneos en el Macizo de la Maladeta ha permitido reconocer que estas formas pueden generarse por procesos muy diferentes y que algunos de estos pueden actuar de forma simultánea, dando lugar a un origen complejo de los escarpes. Algunos lineamientos rectilíneos han sido relacionados con procesos erosivos mientras que otros corresponden a formas típicas de la DGPL. Cuando se trata de lineamientos rectilíneos asilados, sin embargo, el análisis geomorfológico y litoestructural resulta insuficiente. Si bien las dimensiones, la continuidad y las variaciones en el desplazamiento han sugerido que las fallas de Coronas y el sistema *Rius-Cabanes* correspondan a fallas activas, la naturaleza de éstas es difícil de establecer sobre la base de los datos presentados. En esta sección se propone un modelo de funcionamiento para estas fallas por comparación con otros sistemas y modelos publicados. Para las fallas de *Barrancs* y *Ballibierna*, se ha discutido la posibilidad de que se generen por levantamiento del fondo del valle.

8.3.1 Actividad neotectónica y deformación gravitacional profunda en el escarpe de Coronas

Origen compuesto

El desplazamiento vertical de la ladera atribuido a la falla de Coronas oscila entre unos pocos metros en los extremos de la traza y un máximo de 150 m en la parte media. Debido a que la erosión puede haber dado lugar a un desplazamiento aparente superior al real, este valor máximo obtenido a partir de las secciones topográficas puede considerarse un límite superior que muy probablemente excede el valor real. Como posibles causas de este desplazamiento cabe considerar la deformación gravitacional lenta de laderas, la actividad neotectónica y la recuperación elástica postglaciar de la corteza. Ésta última pudo haber contribuido al levantamiento del fondo del valle (localizado en el bloque levantado) sólo en pequeña medida; según la modelizaciones hechas por Ustaszewski et al. (2008) para espesores de hielo superiores a los alcanzados por los glaciares pirenaicos, los desplazamientos en fallas individuales no superan los 2,5 m. Tampoco el modelo de Ego et al. (1996), en el que se consideran un espesor de hielo de 250 m para explicar fallas de 2,5 m de salto vertical y longitudes de ~ 10 km (sección 6.5.1), permite explicar la magnitud del desplazamiento observado en esta falla.

La tasa de desplazamiento mínima atribuible a la falla de Coronas puede calcularse haciendo una estimación del momento del pasado en que la ladera estaba en continuidad, es decir, no desplazada. Es muy improbable que la falla haya sido activa desde tiempos precuaternarios, ya que en ese caso, la ladera no se habría desarrollado con la continuidad relativa que hoy día presenta, sino que se habría formado un valle paralelo a *Ballibierna* al pie del escarpe. La morfología de la ladera que se observa hoy difiere sustancialmente de la morfología que pudo haber tenido el valle antes de las glaciaciones cuaternarias (hace 1,6 Ma). Una estimación de la tasa mínima razonable puede hacerse considerando que hace 100 ka (es decir, antes de las 2 o 3 últimas glaciaciones) la ladera presentaba un perfil semejante, pero estaba en total continuidad. La tasa de desplazamiento vertical a partir de un salto máximo de 150 m sería de 1,5 mm/a. Esta tasa de desplazamiento vertical mínima es sólo una aproximación y podría ser incluso la mitad de la calculada teniendo en cuenta

200 ka en lugar de 100 ka o teniendo en cuenta que el salto máximo real puede ser la mitad que el aparente (75 m) o incluso menor. Aún así, una tasa de desplazamiento vertical mínima de 0,75 mm/a (75 m en 100 ka) seguiría siendo inviable para una falla tectónica activa en un contexto intraplaca, resultando muy superior a las tasas atribuidas a otras fallas activas en el Pirineo (capítulo 2), incluida la FNM (capítulo 5). La dificultad para explicar el desplazamiento únicamente como resultado de la actividad neotectónica o la recuperación elástica hace necesario considerar causas alternativas. En la sección 8.1.4 se ha discutido la posibilidad de que el movimiento en la falla de Coronas tenga un origen gravitacional relacionado con la inestabilidad del relieve, cuestión que se retoma a continuación.

Por otra parte, en el capítulo 3 se vio como la microsismicidad se distribuía según una banda alargada que en esta parte del macizo coincide con la orientación de la falla de Coronas. La localización de varios sismos instrumentales de $M=3-4$ en las proximidades de la falla de Coronas (Fig. 3. 8) sugiere que se esté dando actividad tectónica en ella. Si a su vez se considera su localización con respecto a la FNM (Mapa anexo II), la hipótesis de que se trate de su relevo al SW es bastante razonable. A pesar de que no se cuenta con evidencias de que esta estructura haya generado terremotos destructivos, la longitud de su traza y la sospecha de que parte de su actividad pueda ser neotectónica hacen recomendable que se considere como una falla de peligrosidad sísmica potencial.

Colapso del macizo

Una serie de observaciones hacen que el modelo de DGPL propuesto en la sección 8.1.4 (reptación profunda hacia el valle de *Aigualluts*) sea una hipótesis plausible, implicando que esta parte del macizo estaría experimentando un colapso hacia el N.

Por una parte, uno de los modelos numéricos realizados por Kinakin y Stead (2005) presenta similitudes a la deformación observada en Coronas (macizo del Aneto). Este modelo, tratado en la sección 6.4.2 (Fig. 6.13), corresponde a macizos asimétricos en “diente de perro”, con una ladera con más desnivel que la otra. Esta geometría se suele dar en relación a valles glaciares colgados, como es el caso de *Ballibierna* con respecto al valle del *Ésera* (donde se localiza *Aigualluts*). La geometría 2D modelizada es similar a la del macizo del Aneto, y predice la formación de escarpes menores en lugares de la ladera que coinciden con los observados en esta tesis (*Barrancs* y laderas N y W del Aneto). La distribución de los esfuerzos en estas geometrías puede llegar a producir desplazamientos ascendentes de 1,5 m en el fondo del valle si los esfuerzos aplicados son elevados ($K=2$, esfuerzo horizontal duplica al vertical). En la zona de *Aigualluts* y *Barrancs* se han cartografiado varios escarpes menores que podrían guardar relación con el desplazamiento de la ladera hacia el N y, en el caso de *Barrancs*, con un levantamiento del fondo del valle. No obstante, los desplazamientos verticales aparentes observados en estos escarpes alcanzan los 20 m, muy superiores a los valores que predicen los modelos de Kinakin y Stead (2005). Como ya se ha comentado, la componente activa de la altura de los escarpes puede ser mucho menor a la observada debido a que la erosión preferencial en los lineamientos ha dado lugar a escarpes tipo “*Jahn*”.

Por otra parte, la forma 3D del macizo y la disposición geométrica de esta falla y del conjunto de escarpes cartografiados en los alrededores hace que el caso de Coronas pueda tomarse como una buena analogía real del modelo físico realizado por Chemenda et al. (2005), mostrado en la Fig. 6.14. Según este modelo, la presencia de una discontinuidad preexistente con un fuerte buzamiento hacia el interior del macizo favorece el colapso de

éste hacia la ladera opuesta. La formación de una zona o superficie de deslizamiento basal hace viable el desplazamiento y da lugar a la generación de un gran escarpe de coronación “trasero”. En la ladera opuesta a este escarpe, se forman otros a contrapendiente de menores dimensiones. Las pendientes consideradas en esta modelización son de 30 °. Estos valores son superiores a las pendientes que presenta la ladera N del macizo del Aneto (20-24°), pero equiparables a las de la ladera W (máximas de 29°). Dado que en este trabajo no se han establecido umbrales mínimos para la ocurrencia de la deformación, no resulta posible evaluar si pendientes entre 20 y 25 ° son insuficientes para el colapso planteado. El análisis de las geometrías de la DGPL realizado por Crosta (1996) a partir de la revisión bibliográfica de ~ 400 publicaciones muestra que en la mayor parte de los casos, la DGPL ocurre con pendientes entre 20° y 25°. Estas cifras sugieren que las pendientes en el macizo del Aneto son suficientes para la ocurrencia de la DGPL.

El modelo de Chemenda et al. (2005) es relativamente simple, ya que modeliza la deformación de un macizo aislado. También a través de la modelización analógica, Bachmann et al. (2006) han estudiado el efecto que tiene sobre la deformación la presencia de relieves adyacentes. Los autores concluyen que la topografía regional es muy influyente en la viabilidad de la DGPL, de modo que la presencia de macizos colindantes perpendiculares a un macizo central puede reducir las dimensiones de la masa afectada. La posibilidad de realizar una modelización analógica a partir de la fisiografía del macizo del Aneto podría aclarar si la deformación gravitacional que aquí se ha planteado es viable.

A esta observación se añade el hecho de que la base de la ladera de *Aigualluts* esté sobreexcavada debido a la karstificación de las rocas calizas de la aureola del batolito de la Maladeta. Esta circunstancia estaría propiciando la inestabilidad del relieve y sería comparable al efecto de sobreexcavación fluvial con el que se han explicado deformaciones gravitacionales en otros lugares (Ej.: Soeters y Rengers, 1983). La deformación gravitacional lenta documentada para la zona de *Barrancs* y la falla *Barrancs-Forcanada* podría estar relacionada con el desplazamiento de la parte central-oriental de la falla de Coronas. No obstante, la magnitud del desplazamiento en ese segmento es mucho menor que en el occidental y podría responder únicamente a deformación neotectónica. Entre *Barrancs* y la *Escaleta* el conjunto de escarpes sugiere un movimiento diferencial en bloque hacia el NNW. Este vector de movimiento podría corresponder al del colapso del macizo del Aneto de modo que, en superficie, la falla de Coronas se desplazara hacia en NNW. En ese caso, el desplazamiento hipotético en la zona de *Cregüeña* tendría una componente lateral importante, mientras que en Coronas y *Llosars*, la componente normal sería predominante.

Teniendo en cuenta lo expuesto hasta este punto, la propuesta de funcionamiento de la falla de Coronas puede resumirse como el colapso por deformación gravitacional lenta de laderas de una estructura preexistente que puede ser activa como falla neotectónica en profundidad. Las sacudidas sísmicas en la zona habrían desempeñado un papel decisivo en la reactivación gravitacional de la estructura, sobre todo si se tiene en cuenta que por su situación cercana a la cima, está especialmente expuesta a la amplificación sísmica (sección 6.4.1.). La obtención de datos del interior de la ladera (perfiles sísmicos, datos de túneles, etc.), o de datos de superficie sobre movimientos relativos en la actualidad, podría ayudar a constatar o descartar que se haya producido este “colapso” del macizo hacia *Aigualluts*.

8.3.2 Escarpes en *Barrancs* y en el Barranco de *Ballibierna*

Entre los lineamientos rectilíneos con desplazamiento asociado, los escarpes cartografiados en *Barrancs* y en Barranco de *Ballibierna* (Fig. 8. 2) no pueden explicarse sólo por la acción erosiva. Su proximidad a la falla de Coronas hace necesaria su consideración como posibles fallas secundarias, ligadas a la actividad neotectónica y/o a la deformación gravitacional lenta en el macizo. Aunque todos los escarpes coinciden con fallas preexistentes, la actividad reciente de éstas no puede determinarse a partir de las variaciones en el desplazamiento a lo largo de la traza debido a sus pequeñas dimensiones (longitud < 1,5 km) y a que están incididos por pequeños drenajes perpendiculares que obliteran completamente el escarpe. El desarrollo de los escarpes en el fondo del valle y a mitad de ladera y la formación de prominentes lomos glaciares en el fondo del valle son rasgos comunes a los dos conjuntos (Fig. 4.16I y Fig.4.17A) que sugieren que se haya podido producir un levantamiento diferencial del fondo del valle. Un levantamiento tal puede estar relacionado con la recuperación elástica de la corteza superficial o en el caso concreto de *Barrancs*, a una “extrusión” del fondo del barranco en respuesta al empuje del macizo del Aneto en su colapso hacia el NNW. La cronología de la deformación de ambas localidades revisada en la sección anterior indica que los desplazamientos se debieron generar entre la retirada del máximo glacial y la del Dryas Reciente.

En *Ballibierna*, no se han encontrado evidencias que indiquen una edad postglacial de los escarpes que limitan el lomo pero sí se ha podido constatar, por medio de la datación con ^{10}Be , que el escarpe situado a media ladera en la vertiente norte (escarpe de *Ballibierna*) se formó con anterioridad al retroceso del Younger Dryas y que ha sufrido, muy posiblemente, un exhumación posterior a dicho periodo.

Viabilidad de la formación de escarpes por recuperación elástica

La formación de los lomos glaciares en los valles de *Ballibierna* y *Barrancs* es indicativa de una importante sobreexcavación glacial. Por su localización con respecto a las lenguas glaciares durante el último máximo, los espesores de hielo en *Barrancs* debieron de ser superiores a los de Barranco de *Ballibierna*. De las alturas de las hombreras glaciares en estos valles pueden deducirse espesores de hielo de ~500 m en la zona de *Barrancs* mientras que en el Barranco de *Ballibierna* se debieron de mantener por debajo de los 300 m en la zona más alta y cerca de 400 en el centro del valle. Estas estimaciones coinciden aproximadamente con las reconstrucciones del máximo glacial hechas por Copons y Bordonau (1996) y Lampre (1998).

La modelización de la recuperación elástica propuesta por Ustaszwesky et al. (2008) (sección 6.5) para glaciares de valle considera espesores de hielo por encima de 1000 m y una sección transversal a la cordillera en la que los glaciares se extienden cerca de 300 km. Jarman (2006) sugiere que en las zonas de mayor erosión glacial puede ocurrir un efecto “acentuador” de este fenómeno de ascenso vertical de la corteza, equiparable al efecto de descarga que se produce en las canteras. Este efecto es también comparable al “rebote del fondo del valle” propuesto por Sturgul y Grinshpan (1975) tras el rápido encajamiento del río Colorado en EEUU. En los trabajos de modelización de la recuperación elástica consultados (Ego et al., 1996; Ustaszweski et al., 2008) este fenómeno no se ha tenido en cuenta. Sin embargo, puede ser importante en zonas de sobreexcavación glacial.

Con el propósito de evaluar si es posible la extrapolación de resultados entre la zona de los Alpes suizos considerada por Ustaszwesky et al. (2008) y la zona de la Maladeta, se han realizado unos cálculos sencillos. En estos se incluye el efecto de sobreexcavación glacial de roca, no tenido en cuenta por estos autores, en la descarga vertical. Es decir, se ha

tratado de cuantificar la descarga total (de hielo más roca) en la vertical para comprobar si los valores alcanzados en la Maladeta son suficientes como para reactivar fallas subverticales.

A partir del perfil topográfico y la geomorfología de *Barrancs*, se puede estimar que en el fondo del valle, la lengua glaciar pudo llegar a sobreexcavar un máximo de 50 m de roca en la vertical (Fig. 8. 24). Aunque el valor de la sobreexcavación en el último ciclo glaciar haya sido probablemente menor, se ha querido considerar esta cifra para poder realizar un cálculo conservador de la descarga. Considerando una densidad del hielo de $\rho \sim 1 \text{ gr/cm}^3$, la fusión del glaciar supondría una descarga en la vertical de $\sim 5 \times 10^6 \text{ N}$. En zonas graníticas, la erosión de una columna de 50 m de roca de $\rho \sim 2,7 \text{ g/cm}^3$ supondría una descarga del orden de $1,35 \times 10^6 \text{ N}$, que se sumarían a la descarga del hielo. La consideración de este peso extra, despreciable en otros casos, hace que la descarga aumente un 21,3 % y pase a ser de $6,35 \times 10^6 \text{ N}$. Aún realizando esta corrección, los valores de descarga en la vertical resultan inferiores a los calculados por Ustaszewski et al. (2008), que varían entre $8 \times 10^6 \text{ N}$ y $14 \times 10^6 \text{ N}$.

La estructura y la litología superficial de las zonas estudiadas es similar a la del área modelizada por Ustaszewsky et al. (2008) en los Alpes suizos. Por tanto, podría considerarse que valores menores de descarga en la vertical podrían haber dado lugar a desplazamientos menores. Aún así, la extensión del área ocupada por los glaciares en el último ciclo glaciar es mucho menor en los Pirineos que en los Alpes. Dado que el peso ejercido por el conjunto de la masa glaciar juega un papel crucial en el modelo de flexión elástica propuesto por estos autores, esta diferencia sugiere que de poderse aplicar el modelo a la zona de la Maladeta, los desplazamientos serían $< 1 \text{ m}$.

Estas consideraciones han hecho desestimar como válida la hipótesis de una génesis exclusivamente debida a la recuperación elástica de los conjuntos de *Barrancs* y *Ballibierna* y, por extensión, del resto de los escarpes del Macizo de la Maladeta.

Para el conjunto de *Barrancs*, los desplazamientos observados pueden deberse a

- a) un levantamiento del lomo glaciar o a
- b) un hundimiento del fondo del valle como consecuencia del colapso hacia el NNW (hacia *Aigualluts*) del bloque situado al NE (Fig. 8. 19).

El levantamiento del lomo glaciar podría resultar de la acomodación (a modo de extrusión de bloques) del movimiento de la ladera norte del Aneto a favor de la falla de Coronas. Los modelos de Chemenda et al. (2005) y Kinakin y Stead (2005) contemplan que se produzcan desplazamientos ascendentes en la parte inferior de ladera que colapsa. Debido a que los desplazamientos que se obtienen en estos modelos son mucho menores a los $\sim 20 \text{ m}$ que se observan en *Barrancs*, la hipótesis b) parece más factible. Es decir, que la magnitud del desplazamiento sugiere que se trate de movimientos gravitacionales, posiblemente relacionados con el colapso del macizo a favor de la falla de Coronas. A su vez las fallas del Barranco de *Ballibierna* también podrían haberse reactivado a modo de reajustes del bloque inferior de la falla de Coronas, con la cual están enlazadas lateralmente (Fig. 8. 2 y Fig. 8. 27).

8.3.3 DGPL en el macizo del Aneto (sector occidental de la Maladeta)

El análisis de la geometría de los escarpes en la zona del Aneto y la correlación con modelizaciones de la DGPL realizadas por otros autores (sección anterior) ha llevado a proponer un modelo de deformación activa para la zona. El esquema en planta de la Fig. 8.

29 muestra cómo los escarpes cartografiados en el macizo del Aneto delimitan un bloque de geometría rectangular y orientación NW-SE. Este bloque está confinado al SW por la falla de Coronas y al NE por el conjunto de escarpes de *Barrancs*.

Los desplazamientos observados en estos lineamientos son compatibles con un desplazamiento del bloque hacia el N, lo cual implicaría la formación de una zona basal de reptación (por contracción y cizallamiento). Este movimiento es compatible con la formación de escarpes a contrapendiente en la parte N del bloque (bajo el pico de Paderna). El límite N-NW del bloque, correspondiente al afloramiento de la zona de reptación basal, es incierto. Se ha aproximado que su proyección en el mapa es paralela al valle del río Ésera y a las estructuras locales (Mapa geológico Anexo I).

Tal movimiento del macizo debería haber dado lugar a la deformación activa (Ej.; mediante la generación de escarpes) en el extremo SE del bloque. Entre los lineamientos cartografiados no es obvio cuáles pueden corresponder con este límite. Los lineamientos de orientación SW-NE que se observan al NW de la presa de *Llauset*, en la zona de cabecera del río *Salenques*, podrían estar actuando como estructuras confinantes. El hecho de no encontrar evidencias de desplazamientos en estos lineamientos no quiere decir, no obstante, que no se haya producido deformación, ya que los escarpes de cabecera en esta parte podrían haber sido erosionados. Situando en esta zona el límite SW del bloque afectado por la DGPL, el área afectada por deformación alcanza los 38 km² (zona en sombreado amarillo de la Fig. 8. 29), incluyendo también el bloque de *Barrancs-Forcanada*, que ocupa 5,3 km².

La cota de encajamiento de los ríos circundantes puede tomarse como un valor máximo de la profundidad bajo la superficie a la que podría localizarse la zona de reptación basal. La dimensión del colapso del macizo hace que sea uno de los mayores casos de deformación gravitacional de laderas documentados, según la literatura consultada en esta tesis. Algunos casos de DGPL que alcanzan dimensiones similares a las del Aneto son los del Monte *Vatles* (*Venosta*, Alpes italianos), con un volumen involucrado de ~ 30 Mm³ (Crosta y Zanchi, 2000), el de *Williams Fork Mountains* (Colorado, EE.UU, Fig. 7. 6), donde el área afectada es ~ 25 km² (Kellogg, 2001) o el de *Oppstardhornet Mountain* (Noruega), donde el volumen involucrado es ~ 20 Mm³ (Blikra et al., 2002). En estos trabajos, por lo general, se relaciona la deformación gravitacional con la deformación neotectónica de estructuras mayores. Teniendo en cuenta que la falla de Coronas tiene, muy probablemente, un origen compuesto neotectónico-gravitacional, podría considerarse que la DGPL que afecta la macizo del Aneto es el resultado del colapso, por inestabilidad topográfica, del bloque hundido de la falla neotectónica.

La cercanía del macizo del Aneto a los epicentros de los terremotos históricos destructivos y las crisis sísmicas postglaciares que han podido tener lugar en la zona (ver discusión, sección 9.1.2 y 9.1.3) han de ser consideradas en la valoración de la viabilidad de la deformación. La amplificación de la energía sísmica que tiene lugar en los macizos montañosos (Paolucci, 2002), podría haber jugado un papel determinante.

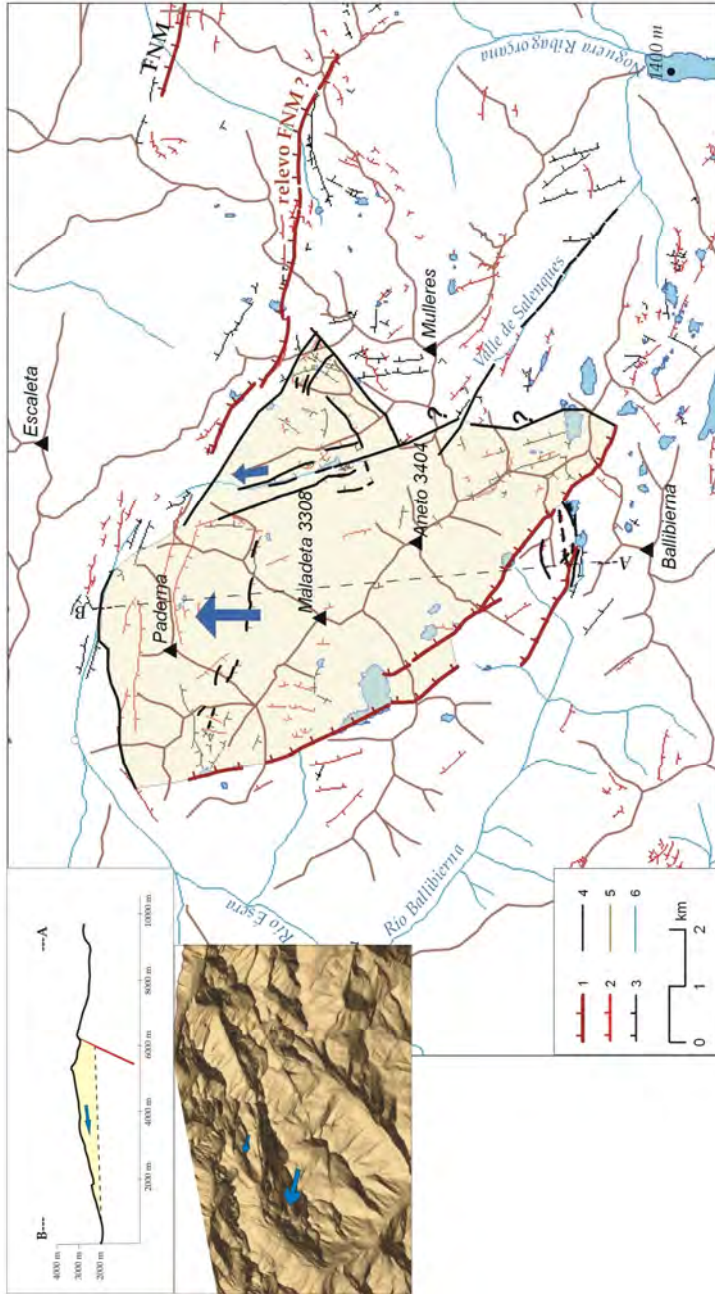


Fig. 8. 29 Mapa esquemático de la deformación activa en el sector W de la Maladeta (macizo del Aneto). Se ha indicado con flechas azules el desplazamiento de los bloques de Coronas (bloque hundido de la falla de Coronas) y del bloque de *Barrancs-Forcanada*. En la parte superior izquierda se ha incluido una vista cenital del MDT (ampliada en la Fig. 8.12) y la sección topográfica A-B localizada en el mapa, con la interpretación de la geometría de la DGPL. Exageración vertical del corte x1,5. La parte basal (línea discontinua) no tiene por qué ser un plano neto, puede ser una zona difusa de reptación y cizallamiento. **1**, fallas activas de orden mayor; **2**, escarpes a contrapendiente; **3**, escarpes a favor de la pendiente; **4**, límites de los bloques afectados por DGPL distintos a fallas de orden mayor; **5**, divisora de aguas; **6**, ríos.

8.3.4 Sistema de fallas *Rius-Cabanes*; reactivación de fallas antitéticas en el bloque levantado de la FNM

El análisis morfométrico de la variación del desplazamiento a lo largo de la traza lleva a considerar el sistema de fallas *Rius-Cabanes* como un sistema de fallas activas. Los coeficientes de D/L con los que se ha caracterizado el sistema (0,01) son demasiado elevados como para haber sido el resultado de fallas neotectónicas primarias durante el Cuaternario. Si el desplazamiento observado en las superficies glaciares fuera resultado de una larga historia de deformación (precuaternaria), los escarpes de las fallas tendrían una pendiente menor, correspondiente a un escarpe retrocedido, y en todo caso, serían más verticales en la zona próxima a la traza (base del escarpe). Teniendo en cuenta que la erosión ha podido acentuar los desniveles producidos por la actividad de las fallas, no obstante, la posibilidad de que sean únicamente fallas neotectónicas primarias no puede ser descartada.

La consideración de la estructura geológica y del relieve indica que no es factible el movimiento gravitacional a favor de ellas (sección 8.1.4). Al igual que para el caso de la falla de Coronas, la descarga asociada a la fusión de los glaciares parece insuficiente como para producir los desplazamientos observados en este sistema sólo por recuperación elástica de la corteza, especialmente si se tiene en cuenta que los espesores de hielo que pueden inferirse para estas zonas de circo debían de ser inferiores a los 200 m.

En el capítulo 3 se comentó de la imposibilidad de relacionar estructuras del interior del macizo con sismos concretos debido a la sensibilidad de la red sísmica en la región. Aún así, es razonable que los sismos superficiales de $M > 3$ ocurridos en el interior del macizo durante el periodo instrumental haya tenido lugar a favor de estas fallas de expresión geomorfológica.

Sistema de fallas secundarias

Fallas secundarias en relación a la FNM

En el sistema *Rius-Cabanes*, el bloque hundido se localiza siempre al sur. Este hecho lleva a considerar que pueda tratarse de un conjunto de fallas con buzamiento opuesto a la FNM que se habrían reactivado en respuesta a una extensión en el bloque levantado de ésta última, cuya traza se localiza a < 10 km del sistema de fallas *Rius-Cabanes* (Fig. 8. 30). La extensión en el bloque levantado de la FNM que da lugar a la reactivación de las fallas de *Rius-Cabanes* podría responder a la distribución de esfuerzos que se dan en una placa elástica que se flexiona por la descarga del bloque superior. Este tipo de cinemática ha sido modelizada para explicar rotaciones antihorarias de los bloques superior e inferior observadas en varios contextos extensivos (D'Agostino et al., 1998). Dada la verticalidad de la FNM, sin embargo la extensión horizontal asociada a ella parece insuficiente como para generar rotaciones que puedan producir los desplazamientos observados en el sistema antitético.

Fallas secundarias en relación a otras estructuras alpinas en el Manto del Orri

La distribución en profundidad de la sismicidad instrumental del periodo 1977-2005 es indicativa de actividad sísmica moderada en las estructuras comprendidas en los mantos del *Orri* y *Rialp* (Fig. 3. 8 y Fig. 3. 10). Esta actividad podría ser el resultado de una inversión de los cabalgamientos alpinos localizados bajo la Maladeta (Ej.: Cabalgamiento

del *Orri*, Cabalgamientos de Castanesa). Al igual que la FNM, estas estructuras podrían estar funcionando como fallas normales. En tal caso, el sistema *Rius-Cabanes* podría tratarse de un sistema de fallas secundarias, con un importante componente gravitacional, mediante el que la deformación en el bloque hundido estaría siendo acomodada (Fig. 8. 30). La traza de estas estructuras alpinas queda al sur de la zona estudiada en esta tesis, por lo que la expresión geomorfológica de su actividad no ha sido evaluada.

Fallas sismogénicas

La falta de datos hace que ninguno de los mecanismos de formación de fallas tectónicas secundarias pueda ser probado ni descartado en la actualidad.

El análisis de la variación de los desplazamientos sugiere que se trate de un sistema de fallas activo. Dado que se ha considerado inviable que las fallas sean activas por causas relacionadas con inestabilidad topográfica ni únicamente con recuperación elástica postglaciar de la corteza, la posibilidad de que se trate de fallas neotectónicas, primarias o secundarias ha de ser tenida en cuenta. Pudiéndose tratar de fallas primarias, la longitud de sus trazas, como se verá en la discusión (sección 9.1.1), hace que estas fallas sean capaces de producir terremotos destructivos y hayan de ser consideradas como posibles fuentes del terremoto de 1373.

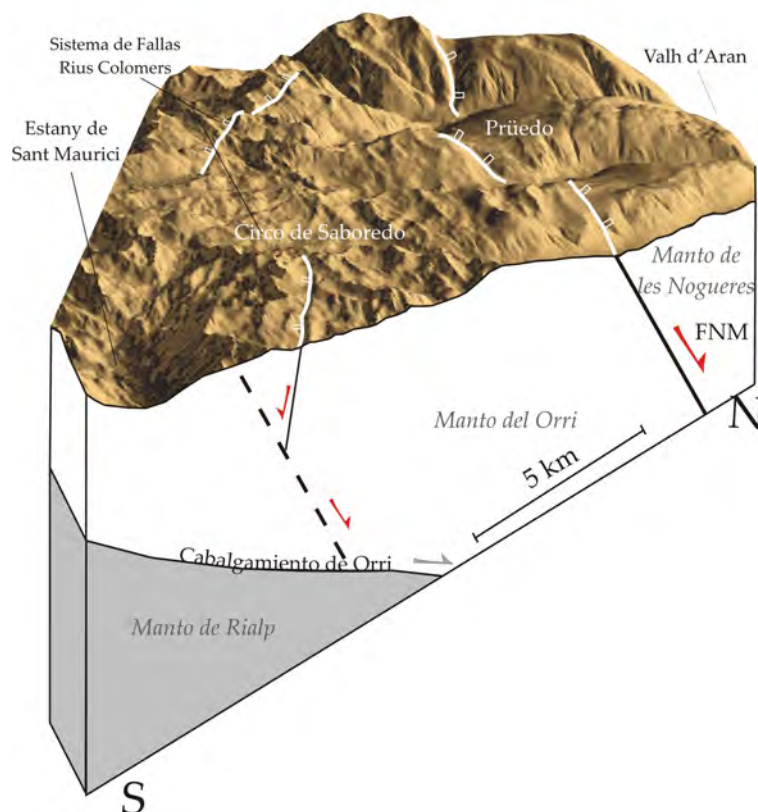


Fig. 8. 30 Bloque diagrama para el sistema de fallas *Rius-Cabanes* desarrollado en el bloque levantado de la FNM (falla Norte de la Maladeta). FMM (falla media de la Maladeta). Se ha utilizado el MDT de 30x30 m para representar la topografía y localizar las fallas en superficie. En profundidad, la disposición de las fallas se ha inferido a partir de los perfiles sísmicos interpretados del corte ECORS (Fig. 3.15). La inversión de los cabalgamientos alpinos de la zona (Orri y FNM) como fallas normales estaría relacionada con la generación en superficie de fallas antitéticas a la FMM (sistema de fallas *Rius-Cabanes*).

8.4 RECAPITULACIÓN

El estudio detallado de los lineamientos rectilíneos en el macizo de la Maladeta se ha hecho:

1) Considerando el papel de la erosión diferencial como generadora de escarpes. Esto ha permitido reconocer que una parte importante del desplazamiento aparente atribuible a los lineamientos rectilíneos es erosivo.

2) Realizando cortes topográficos para analizar la variación del desplazamiento vertical a lo largo de la traza de los escarpes de mayor continuidad. Se han reconocido así dos sistemas de fallas activas en el interior del macizo: la falla de Coronas y el sistema de fallas *Rius-Cabanes*.

3) Evaluando la posibilidad de que en la zona se haya producido deformación gravitacional lenta de laderas de acuerdo a la asociación de formas, la inestabilidad de la ladera y la disposición de las discontinuidades en ella. Se han reconocido 11 casos de deformación gravitacional lenta de laderas que se disponen según la orientación de la banda ESE-WNW de concentración de la sismicidad reconocida en el capítulo 3. Esta relación sugiere que la sismicidad sea un factor desencadenante de la deformación gravitacional. Además, la mayoría de las deformaciones reconocidas, se localizan en zonas donde la descarga glaciaria ha sido mayor. A excepción de la deformación del macizo del Aneto, que implica un área de 33 km², el resto de casos ocupan áreas en torno a los 0,5- 5 km².

4) Examinando las posibles causas de deformación activa en las fallas activas reconocidas. Teniendo en cuenta la geometría de los conjuntos de fracturas de *Barrancs* y Barranco de *Ballibierna*, el papel de la descarga de hielo y roca postglaciaria y la edad de exposición de los escarpes (obtenida mediante criterios morfológicos y datación ¹⁰Be, respectivamente), se ha considerado que el levantamiento del fondo del valle por recuperación elástica de la corteza no es suficiente para explicar la formación de los escarpes. La cronología de la deformación propuesta para ambos conjuntos supone que la deformación activa que generó los escarpes tuvo lugar entre la retirada del máximo glaciario y el avance del Dryas Reciente, es decir, entre 20-25 ¹⁰Be ka BP y 11-14 ¹⁰Be ka BP. Estas fallas, junto con la falla de Coronas y otras fallas menores, delimitan un bloque distinguible en el macizo del Aneto, que parece haber experimentado reptación en profundidad hacia el NW, según se infiere de la morfología de las fallas. La inestabilidad topográfica del macizo, la disposición favorable de las discontinuidades existentes y la ocurrencia repetida de sacudidas sísmicas, podrían haber contribuido al movimiento superficial de este bloque hacia el N-NW.

Dadas sus dimensiones, tanto la falla de Coronas como las fallas del sistema *Rius-Cabanes* son consideradas como fallas capaces de generar sismos destructivos. Su actividad neotectónica podría estar en relación con la reactivación de las estructuras alpinas principales de la zona: el cabalgamiento del *Orri* y falla Norte de la Maladeta (cabalgamiento de Gavarnie).

Fig. 8. 31 Mapa neotectónico con las fallas capaces identificadas en el área en el que se especifican las longitudes de las trazas de las fallas. Se han incluido los casos de deformación gravitacional lenta de laderas en el área (líneas lilas) y los epicentros de los terremotos de M> 3 ocurridos entre 1977-2005 (estrellas negras). También se han indicado los epicentros de los terremotos históricos de 1373 y 1923.

CAPÍTULO 9

IMPLICACIONES Y DISCUSIÓN

9.1. FALLAS SISMOGÉNICAS Y PARÁMETROS SÍSMICOS.

Los resultados de esta tesis han mostrado que la FNM, la falla de Coronas, y las fallas del sistema de fallas de *Rius-Cabanes* son fallas neotectónicas activas. En el caso de la FNM, además, su actividad sísmogénica se ha relacionado con el terremoto de Vielha (19.11.1923). Algunas de las características de estas fallas, principalmente la longitud de sus trazas geomorfológicas, permiten atribuirles unos parámetros sísmicos que se discuten a continuación.

Varios trabajos (Anderson et al., 1996; Stirling et al., 2002; Pavlides y Caputo, 2004) han cuestionado la validez de las relaciones empíricas propuestas por Wells y Coppersmith (1994) para relacionar la magnitud de un terremoto, los desplazamientos asociados a ella y las características geométricas de su fuente sísmica. No obstante, y a pesar de que esos trabajos presentan limitaciones en cuanto a la validez de las nuevas fórmulas propuestas (debido a sus rangos de aplicabilidad o a su carácter local), se han calculado algunos parámetros sísmicos utilizando las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) como una primera aproximación.

9.1.1 Relaciones de Wells y Coppersmith (1994)

Asumiendo que ambas fallas, en la actualidad, se comportan como fallas normales, la siguiente ecuación permite obtener la magnitud momento (M_w) del terremoto asociado a una longitud de ruptura en superficie (LRS), para la que aquí se ha utilizado la traza geomorfológica:

$$M_w = a + b \log (LRS) \quad \text{Eq. 9.1}$$

A partir de este valor de M_w , una serie de parámetros como son la anchura de ruptura (AR), la longitud de ruptura en profundidad (LRP), el desplazamiento máximo (DMx) y el desplazamiento medio (DMd), pueden obtenerse mediante el uso de estas ecuaciones:

$$\log (AR) = a + b * M_w \quad \text{Eq. 9.2}$$

$$\log (LRS) = a + b * M_w \quad \text{Eq. 9.3}$$

$$\log (LRP) = a + b * M_w \quad \text{Eq. 9.4}$$

$$\log (DMx) = a + b * M_w \quad \text{Eq. 9.5}$$

$$\text{Log}(DMd) = a + b * M_w \quad \text{Eq. 9.6}$$

Para el cálculo de los desplazamientos máximo y mínimo, pueden utilizarse también las longitudes de ruptura en superficie mediante las ecuaciones siguientes:

$$\text{Log}(DMx) = a + b * \log(LRS) \quad \text{Eq. 9.7}$$

$$\text{Log}(DMd) = a + b * \log(LRS) \quad \text{Eq. 9.8}$$

En tabla de la Fig.9. 1 se detallan los valores utilizados para los coeficientes de estas relaciones y sus errores. La tabla también contiene la M_w y la anchura de ruptura (AR) que se derivan de las trazas geomorfológicas de la totalidad de la FNM, sólo de su segmento occidental, y de la falla de Coronas (Fig. 8.30). Se han incluido también las características de las fuentes sismogénicas atribuibles a los terremotos de 1373 y 1923 a partir de sus magnitudes asociadas.

Resultados

Las características geométricas de la fuente sismogénica del terremoto de 1373 indican que, tanto la ruptura de la FNM en su totalidad, como de la falla de Coronas, podrían haber sido la causantes de este sismo. La LRS de la falla de Coronas (11,5 km) se asocia con una $M_w = 6,3$, más próxima a la $M_w = 6,2$ atribuida a este terremoto por Olivera et al. (2006). La longitud de la traza geomorfológica de la FNM, por otra parte, indica que ésta es capaz de producir sismos de hasta $M_w = 6,5$. Según los valores más probables de los cálculos realizados, las fallas de menores longitudes (parte occidental de la FNM, falla de *Rius-Cabidornats* y falla de *Gerber-Cabanes*) se asocian a terremotos moderados ($5 \leq M \leq 6$), aunque considerando los errores correspondientes, también podrían producir terremotos de $M \geq 6$. Las anchuras de ruptura (AR) calculadas a partir de la M_w que se asocia a las LRS de estas fallas entran dentro de los valores de profundidad hipocentral propuestos por Olivera et al. (2006): entre 10 y 20 km, siendo 16 km el valor más probable. Sin embargo, varios aspectos sugieren que la profundidad hipocentral del terremoto de 1373 fuese menor a 16 km. Por un lado, las AR derivadas a partir de las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) para terremotos de M_w 6,2, 6,3 y 6, 5 son de 10, 7 km, 11,2 km y 13, 6 km, respectivamente. Por otra parte, Souriau and Pauchet (1998), basándose en el análisis de la microsismicidad actual, consideran que la corteza sismogénica bajo la Maladeta tiene unos 12 km de espesor. Por ello, parece razonable tomar esos 12 km como la máxima profundidad de ruptura del terremoto máximo asociado a estas fallas. Teniendo en cuenta los $\sim 80^\circ$ de buzamiento de estas estructuras, la AR máxima que podría producirse en ellas sería de $\sim 12,2$ km. Las AR que se obtienen, considerando los errores asociados, sugieren que el segmento occidental de la FNM no ha podido generar un terremoto a > 7 km de profundidad. Dado que la FNM en su totalidad y la falla de Coronas están incluidas en el área de incertidumbre epicentral (Fig. 8. 30), ambas han de reconocerse como posibles fuentes sismogénicas del terremoto de 1373.

Datos de entrada	Valor	Error +	Error-	Eq.
Mw= 6,2 (3.3.1373)	LRS=12,30 km	0,88 km	0,82 km	Eq.3
	LRP=16,59 km	0,08 km	0,08 km	Eq.4
	AR= 10,7 km	0,77 km	0,71 km	Eq.2
	DMx=414 mm	66 mm	57 mm	Eq.5
	DMd=441 mm	32 mm	29 mm	Eq.6
	DMx=463 mm DMd=230 mm	145 mm 123 mm	111 mm 80 mm	Eq.7 Eq.8
Mw= 5,3 (19.11.1923)	LRS=4,36 km	1,38 km	1,05 km	Eq.3
	LRP=5,89 km	0,66 km	0,75 km	Eq.4
	AR=5,2 km	0,18 km	0,18 km	Eq.2
	DMx=66 mm DMd= ecuación no aplicable	44 mm	27 mm	Eq.5 Eq.6
	DMx=98 mm DMd=64 mm	87 mm 99 mm	46 mm 80 mm	Eq.7 Eq.8
	FNM total LRS _{geomorf} =17,5 km	Mw= 6,5 ± 0,7	que corresponde a una AR= 13,6 km (8,0-23,2 km considerando errores)	
FNM centro-oriental LRS _{geomorf} =17,5 km	Mw= 6,3 ± 0,6	que corresponde a una AR= 11,6 km (10,7-12,6 km considerando errores)		Eq.1 Eq.3
FNM occidental LRS _{geomorf} =4,3 km	Mw= 5,7 ± 0,5	que corresponde a una AR= 7,1 km (5,0-11,5 km considerando errores)		Eq.1 Eq.3
Fallas de Coronas LRS _{geomorf} =11,5 km	Mw= 6,3 ± 0,6	que corresponde a una AR= 11,2 km (7,2-18,8 km considerando errores)		Eq.1 Eq.3
Falla de Rius-Cabidornats LRS _{geomorf} =6,3 km	Mw= 5,9 ± 0,5	que corresponde a una AR= 8,4 km (5,6-12,6 km considerando errores)		Eq.1 Eq.3
Falla de Gerber-Cabanes LRS _{geomorf} =5,7 km	Mw= 5,8 ± 0,5	que corresponde a una AR= 7,8 km (5,1-11,2 km considerando errores)		Eq.1 Eq.3
Coeficientes de Wells y Coppersmith (1994) utilizados en las ecuaciones				
Parámetro	Ecuación	a	b	
M _w	Eq. 1	4,86 (±0,34)	1,32 (±0,26)	
AR	Eq.2	-1,14 (±0,28)	0,35 (±0,05)	
LRS	Eq. 3	-2,01 (±0,65)	0,50 (±0,10)	
LRP	Eq. 4	-1,88 (±0,37)	0,50 (±0,06)	
DMx	Eq. 5	-5,90 (±1,18)	0,89 (±0,18)	
DMd	Eq. 6	-4,45 (±1,59)	0,63 (±0,24)	
DMx	Eq. 7	-1,98 (±0,50)	1,51 (±0,35)	
DMd	Eq. 8	-1,99 (±0,72)	1,24 (±0,49)	

Fig. 9. 1. Ver explicación en la página siguiente.

Fig.9. 1. Algunos de los parámetros sísmicos que se obtienen de las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) para los terremotos de 1373 y 1923 y para las longitudes de ruptura en superficie (LRS) asociadas a las trazas geomorfológicas de las fallas neotectónicas identificadas. Todos los cálculos se han realizado a partir de relaciones obtenidas para fallas normales, consideradas válidas para el rango de magnitudes $M_w = 5,2-7,3$, a excepción de la Eq. 6, derivada para terremotos de $M_w = 6-7,3$ y las Eqs. 7 y 8, para las que el desplazamiento ha de estar entre 0,06-6,4 m y 0,01-2,1 m respectivamente.

En los capítulos 3 y 4, el extremo occidental de la FNM, ya fue identificado como fuente sísmica del terremoto de 1923. Los cálculos realizados en esta sección indican que la AR también está en concordancia con la profundidad hipocentral (5 km) estimada por Susagna et al. (1994).

9.1.2 Revisión de los datos mediante otras relaciones

Diversos estudios han destacado que las relaciones empíricas entre magnitudes y dimensiones de las fuentes sismogénicas y las rupturas observadas pueden variar sustancialmente de las propuestas por Wells y Coppersmith (1994). Así, algunos autores han propuesto relaciones específicas para distintas regiones sísmicas (Ej: Dowrick y Rhoades, 2004; Pavlides y Caputo, 2004), mientras que otros (Ej.: Vakov, 1996) han concluido que las relaciones no dependen del contexto tectónico pero sí varían notablemente según el mecanismo de ruptura.

Según Anderson et al. (1996), para una misma LRS, las fallas lentas presentan magnitudes asociadas mayores a las fallas rápidas. Estos autores proponen la siguiente relación:

$$M_w = 5,2 (\pm 0,12) + 1,16 (\pm 0,07) \log LRS - 0,20 (\pm 0,04) \log S \quad \text{Eq. 9.9,}$$

siendo S (*slip*) la tasa de desplazamiento en mm/a. Para la zona de estudio, la única falla neotectónica que ha podido ser caracterizada con una tasa de desplazamiento es la FNM. La tasa de desplazamiento de la FNM aproximada mediante el estudio geológico (0,04-0,09 mm/a) y la longitud máxima de ruptura atribuible por su expresión geomorfológica (17,5 km), al ser incorporadas en esta ecuación, conducen a una M_w en torno a 6,8, valor que coincide con el que obtenido en el apartado anterior si se considera el rango de error (Fig.9. 1). Si en lugar de considerar la totalidad de la FNM, se considera sólo el segmento central-oriental, la LRS resultante (13,2 km) se asocia a una M_w entre 6,6 y 6,7, más próximo a la $M_w = 6,2$ asignada por Olivera et al. (2006) al terremoto de 1373. La LRS de 13,2 km de este segmento resulta de restarle los 4,3 km del segmento occidental a la totalidad de la falla (17,5 km). Para el segmento occidental, responsable del terremoto de 1923, la M_w asociada sería de 6,0 y 6,1, muy superior a la M_w que corresponde a ese terremoto ($M_w = 5,3$).

Relaciones de Stirling et al. (2002)

Otra revisión de los parámetros sísmicos atribuibles a las fallas neotectónicas de la Maladeta puede hacerse considerando el trabajo de Stirling et al. (2002), quienes utilizan el conjunto de datos utilizados por Wells y Coppersmith (1994) ampliado y actualizado para analizar separadamente los terremotos preinstrumentales y los instrumentales. Stirling

et al. (2002) reconocen que hay una diferencia notable entre las relaciones escalares de los terremotos grandes ($M > 6$) y de los terremotos moderados ($M = 4-6$). Esta distinción sugiere que los coeficientes promedio de Wells y Coppersmith (1994) puedan no ser correctos, ya que los datos provenientes de terremotos preinstrumentales sólo suponen el registro de grandes terremotos.

Las nuevas relaciones que Stirling et al. (2002) proponen se derivan de terremotos de M_w comprendida entre 6,1 y 8,1, y de longitudes de ruptura en superficie entre 10 y 400 km. Se consideran aplicables a terremotos de $M > 6$ y longitudes de ruptura en superficie > 5 km. El cálculo de la magnitud asociada a una LRS supone la siguiente variante de la Eq. 9.1:

$$M_w = 5,88 (\pm 0,17) + 0,80 (\pm 0,1) * \log (LRS) \quad \text{Eq. 9.10}$$

Para la LRS máxima hipotética deducida a partir de la traza geomorfológica de la FNM (17,5 km), la M_w que se obtiene está es de 6,9 y considerando los errores, entre 6,6 y 7,1. Para las trazas geomorfológicas del segmento central-oriental de la FNM, de la falla de Coronas, de la fallas *Rius-Cabidornats* y de la falla *Gerber-Cabanes* (Fig.9. 1), las M_w resultantes son 6,8 y 6,7, 6,5 y 6,5 respectivamente, sin que superen los errores medio orden de magnitud en ningún caso.

Puesto que estos valores de M_w y LRS provienen del cálculo a partir de coeficientes mejorados, son considerados más fiables que los obtenidos en la sección anterior, incluso cuando éstos se determinaron para fallas normales. Dada la influencia del tipo de mecanismo de ruptura en la cantidad de energía sísmica liberada (Wells y Coppersmith, 1994; Vakov, 1996), estos valores podrían ser mejorados si se dispusiera de relaciones empíricas derivadas sólo a partir de fallas normales. Esta mejora supondría la obtención de valores de M_w inferiores para una LRS dada. En cualquier caso, difícilmente alcanzarían los valores obtenidos con las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

Dada la magnitud estimada para el terremoto de 1373 ($M = 6,2$, Olivera et al., 2006), todas estas fallas han de considerarse como fuentes sismogénicas posibles. La diferencia entre las magnitudes máximas estimadas para estas fallas y la $M = 6,2$ podría deberse a rupturas algo menores a las trazas geomorfológicas. La posibilidad de que el terremoto de 1373 hubiera sido generado sólo por la ruptura del segmento más occidental de la FNM, de 4,3 km de longitud, no puede ser contrastada mediante estas relaciones, puesto que han sido derivadas para terremotos instrumentales, donde la LRS es mayoritariamente > 5 km.

9.1.3 Ciclo sísmico y periodo de recurrencia

Ante los datos disponibles, se pueden plantear situaciones distintas con respecto a la fuente de los terremotos de 1373 y 1923:

- a) Que sólo el terremoto de 1923 fuera producido por la ruptura de la FNM y que el terremoto de 1373, se produjera en otra falla.
- b) Que el terremoto de 1373 fuera producido por un segmento distinto de la FNM del que produjo el terremoto de 1923.
- c) Que ambos terremotos fueran producidos por segmentos coincidentes de la FNM, en cuyo caso sería el segmento occidental.

El escenario *a* lleva a considerar también la falla de Coronas y las fallas el sistema de *Rius-Cabanes* como posibles responsables del terremoto de 1373. Estas fallas tienen longitudes suficientemente largas como para producir ambos terremotos en régimen de falla normal. En el caso *b*, puede que el terremoto de 1923 fuera generado por una falla ciega próxima a la traza de la FNM, como podría ser una falla que actuara de relevo entre la FNM y la falla de Coronas. La proximidad de esa hipotética falla a la FNM hace lógico pensar que se trate de un único sistema complejo. De hecho, la FNM es una estructura activa definida por todos sus segmentos activos, tanto si afloran en superficie como si no. Estos segmentos pueden formar parte de estructuras alpinas principales o ramificaciones de éstas.

Segmentos coincidentes (casos c)

En caso de que los terremotos de 1373 y el de 1923 se produjeran en segmentos coincidentes de la FNM, ésta no se comportaría según el modelo de **terremoto característico**. Las tasas de desplazamiento desde el Mioceno superior obtenidas en el capítulo 5 a partir de observaciones geológicas pueden utilizarse para comparar el desplazamiento acumulado según la información geológica con el desplazamiento que se asocia a los terremotos históricos conocidos.

Para una tasa de desplazamiento máximo comprendida entre 0,04 y 0,09 mm/a, el desplazamiento máximo acumulado entre 1373 y 1923 (550 años) es de entre 22 y 49,5 mm. Se ha calculado el desplazamiento máximo (DMx) a partir de la magnitud momento asociada según las ecuaciones Eq. 9.5 y Eq. 9.6 (Fig.9. 1). El terremoto de 1373 ($M_w=6,2$) se asocia a un DMx = 414 mm (con error, entre 480-358 mm) mientras que el de 1923, a un DMx = 66 mm (con error, entre 110-38 mm). El valor más probable de DMx = 66 mm atribuible al terremoto de 1923 es mayor que el que cabría esperar de la acumulación de esfuerzo según la tasa geológica (máximo 45,9 mm).

Como ya se ha comentado, las relaciones de Wells y Coppermith (1994) han estado cuestionadas. Stirling et al. (2002) no han derivado las relaciones empíricas entre M_w y DMx pero sí entre M_w y DMd. Dado que el DMx será siempre mayor que el DMd, la consideración de éste puede tomarse como un valor mínimo de DMx. Los coeficientes propuestos por Stirling et al. (2002) para la Eq. 8 (relación entre el DMd y la LRS) vienen recogidos en la Fig. 9.2. Se han calculado los DMd que se asocian a rupturas en superficie (LRS) de 12,3 km (LRS estimada para el terremoto de 1373), por una parte y de 13,2 km, y 4,3 km (trazas geomorfológicas de la FNM), por otra. Esta última longitud se ha de tomar sólo como una aproximación ya que no entra dentro de los límites de aplicabilidad de las relaciones de Stirling et al. (2002). La LRS de 4,3 km corresponde al segmento más occidental de la FNM, fuente más probable del terremoto de 1923. Los datos que se obtienen sugieren que los cálculos que se realizan con las fórmulas de Wells y Coppermith (1994) están infraestimando los desplazamientos atribuibles a un evento. Por tanto, el valor máximo que se espera de la tasa geológica para 550 años (45,9 mm) no es coherente con los terremotos que se están produciendo ni con la longitud de las fallas activas en la zona.

Eq. 9.8		a	b	LRS = 12,3 km	LRS = 13, 2 km	LRS = 4,3 km
Wells y Coppersmith (1994)	Normales	-1,99(±0,72)	1,24(±0,49)	230 mm	251 mm	64 mm
	Todas	-1,43(±0,18)	0,88(±0,11)	338 mm	360 mm	134 mm
Stirling et al. (2002)	Instrumental	-0,06(±0,14)	0,18(±0,08)	1804 mm	1827 mm	1493 mm

Fig. 9. 2 Valores de desplazamiento medio (DMd) para fallas de 12,2 km (LRS para terremoto de 1373, $M_w=6,2$) y para los segmentos diferenciados en la FNM. Se han considerado las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) derivadas para fallas normales y para todas las fallas y las de Stirling et al. (2002), que sólo consideran el registro instrumental y consideran todo tipo de fallas. Los valores de DMd de Stirling et al. (2002) para una LRS de 4,3 no son fiables ya que no son inferiores a los valores para los que ha sido derivada la relación.

Tasa de desplazamiento actual y geológica

Considerando el rango de error en los cálculos realizados, se pueden hacer algunas observaciones acerca del DMx asociado al terremoto de 1923, mayor al esperable según la tasa de desplazamiento geológica. Las siguientes situaciones pueden haber tenido lugar:

- Tasa de desplazamiento actual superior a la tasa de desplazamiento geológica. Según los 66 mm acumulados en 550 años, la tasa de actual desplazamiento de la FNM sería de 0,12 mm/a. Considerando las tasas de desplazamiento para fallas lentas en contextos intracontinentales (Machette, 2000), es de esperar que la tasa actual de desplazamiento de la FNM sea $< 0,2$ mm/a. Sin embargo, es poco probable que la tasa actual supere la tasa ponderada desde el Mioceno superior, ya que se espera una ralentización de la actividad para fallas con una larga historia de desplazamiento acumulado.
- Tasa de desplazamiento actual acotada entre 0,07 y 0,09 mm/a. Si en lugar de considerar el valor más probable, se toma en cuenta el rango asociado al cálculo del DMx del terremoto de 1923, las tasas resultantes varían entre 0,07 y 0,2 mm/a. Si los segmentos son coincidentes, la comparación de las observaciones geológicas y los parámetros sísmicos calculados posibilita acotar la tasa de desplazamiento actual entre 0,07 y 0,09 mm/a.
- Tasa de desplazamiento no uniforme. Puede que la tasa de desplazamiento actual promedio de la FNM esté comprendida en el rango de la tasa de desplazamiento geológica (0,04-0,09 mm/a) pero que localmente se produzcan desplazamientos anómalos debido a barreras sísmicas. Durante el terremoto de 1373, puede que el

salto acumulado por la FNM no fuera liberado en su totalidad, dando lugar, 550 años más tarde, a un desplazamiento mayor en el segmento más occidental.

En resumen, si los terremotos de 1373 y 1923 se produjeron por deslizamiento en el mismo segmento de la FNM, puede afirmarse que a) la FNM no está caracterizada por un desplazamiento uniforme o bien que b) la tasa de desplazamiento está comprendida en la actualidad entre 0,07 y 0,09 mm/a. Estas determinaciones son muy especulativas dado que se carece de evidencias que favorezcan la hipótesis de segmentos coincidentes.

Segmentos no coincidentes (casos a y b)

El cálculo del periodo de recurrencia sólo puede realizarse para la FNM, ya que es la única falla que ha podido ser caracterizada con una tasa de desplazamiento. Sólo en el caso de que los terremotos de 1923 y 1373 hubieran sido producidos por segmentos de la FNM no coincidentes o por fallas distintas, puede considerarse la posibilidad de que la FNM tenga comportamiento característico. Para el cálculo del periodo de recurrencia, se necesita conocer la tasa de desplazamiento de una falla y la M_w de su terremoto característico. Con los datos disponibles, puede aproximarse el periodo de recurrencia para dos segmentos de la FNM: el extremo occidental de la FNM, caracterizado por terremotos de $M_w = 5,8$ (terremoto de 1923), y la parte central-oriental de la falla, a la que se le atribuirían terremotos característicos de $M_w = 6,3$ (similar a la $M_w = 6,2$ del terremoto de 1373). Para la tasa de desplazamiento, se ha tenido en cuenta la tasa geológica derivada en este estudio, 0,04-0,09 mm/a.

Periodo de recurrencia

El periodo de recurrencia (Tr), según la relación propuesta por Wesnousky (1986), puede aproximarse a partir del **momento sísmico** (M_0) asociado al **terremoto característico** de una falla y la tasa del momento (M_0^g), que corresponde a la energía sísmica acumulada por la falla al año:

$$Tr = M_0 / M_0^g \quad Eq. 9.11$$

Este último parámetro puede aproximarse por la relación

$$M_0^g = \mu * LRS * AR * Td \quad Eq. 9.12$$

propuesta por Brune (1968), donde Td es la tasa de deslizamiento (en este caso 0,04-0,09 mm/a) y μ el módulo de cizalla elástica de la corteza (para el cual se ha considerado $\mu = 3 \times 10^{10} \text{ Nm}^{-2}$). Para la LRS, se han considerado los valores expuestos anteriormente, y para la AR, el valor que se deriva de las relaciones de Wells y Coppermith (1994) a partir de M_w para estos segmentos de falla normal, $M_w = 6,3$ y $M_w = 5,7$ (Fig. 9. 1). Se ha obtenido así una M_0^g de $(2,94-6,61) \times 10^{13} \text{ N-m/a}$ para el segmento occidental y una M_0^g de $(18,37 - 41,34) \times 10^{13} \text{ N-m/a}$ para el segmento central-oriental.

Para el cálculo del M_0^e , se han utilizado la relación empírica de Hanks y Kanamori (1979)

$$\text{Log } M_0^e = 1.5 * Mw + 9.1, \quad Eq. 9.13$$

Que proporcionan un M_0^e de $4,408 \times 10^{17}$ N-m para un terremoto de $M_w = 5,7$, un M_0^e de $40,62 \times 10^{17}$ N-m para un terremoto de $M_w = 6,3$. Se obtienen así las siguientes tasas de recurrencia:

$$\begin{aligned} Tr_1 (M_w=5,7) &= 6,6-15,0 \text{ ka} \\ Tr_1 (M_w=6,3) &= 9,8-22,1 \text{ ka} \end{aligned}$$

Stirling et al. (2002) no proponen ninguna relación que permita conocer la LRS asociable a un terremoto de magnitud conocida. Si se prueban valores de LRS que se ajusten a un terremoto de $M_w = 6,2$ en la Eq. 9. 1, se obtienen valores muy bajos, inferiores a 3 km, que quedan por debajo del límite de aplicabilidad de la fórmula. Por este mismo procedimiento, terremotos $M_w = 6,5$ pueden asociarse a una LRS = 6,2 km. La relación entre M_w y área de ruptura (AR), de Stirling et al. (2002),

$$M_w = a + b \log (AR) \quad \text{Eq. 9.14,}$$

en la que $a = 5,09$ y $b = 0,73$, proporciona una AR de 85 km^2 para un terremoto de $M_w = 6,5$ y una AR de 210 km^2 para un terremoto de $M_w = 6,8$ (que se obtiene con estas relaciones para el segmento centro-oriental de la FNM). Las Tr que resultan de considerar estos valores,

$$\begin{aligned} Tr_2 (M_w=6,5) &= 30,8-69,4 \text{ ka} \\ Tr_2 (M_w=6,8) &= 35,2-79,2 \text{ ka} \end{aligned}$$

suponen periodos muy superiores a los valores anteriores. Estas recurrencias han sido derivadas a partir de relaciones mejoradas, y además, son más coherentes con las recurrencias que caracterizan las fallas lentas, según se deriva de estudios de paleosismología (Ej.; Machette, 2000; Masana et al., 2001; Perea, 2006). Es probable, no obstante, que tratándose de fallas normales, los periodos de recurrencia característicos sean considerablemente inferiores. Esto se debe a que para iguales dimensiones, sus rupturas suponen la liberación de una energía sísmica mayor respecto a fallas inversas o en salto en dirección. Mientras no se disponga de relaciones entre parámetros sísmicos mejoradas, para los cálculos de riesgo sísmico en la zona, se recomienda el uso de los valores que se obtienen con las relaciones de Wells y Coppersmith (1994), dado que éstos implican recurrencias menores, es decir, son más conservadores.

En los ambientes de alta montaña afectados por glaciario, las altas tasas de erosión hacen que la cronología de deformación de las fallas neotectónicas sea difícil de establecer mediante técnicas paleosismológicas en trincheras excavadas en ellas (Ej.; McCaLpin, 1996). La técnica de datación de edades de exposición con isótopos cosmogénicos se presenta como una herramienta que puede dar buenos resultados, siempre que el plano de falla expuesto se haya conservado de la meteorización y la erosión. La obtención de información paleosísmica a partir del estudio de movimientos de masa desencadenados por terremotos (Ej.; Gutiérrez et al., 2008) o del registro sedimentario en lagos (Ej.; Rodríguez-Pascua et al., 2000; Larraso et al., en revisión), se presentan como alternativas de gran interés en los estudios de neotectónica en alta montaña.

9.1.4 Potencial sismogénico de fallas postglaciares

La expresión geomorfológica de las fallas activas en la zona puede estar en parte determinada por los efectos postglaciares, en concreto, por la recuperación elástica de la corteza ante la descarga de hielo y roca (capítulo 8). En regiones en las que los efectos de la descarga del hielo continúan hoy en día, algunas de las fallas activas postglaciares han sido caracterizadas como fallas sismogénicas responsables de terremotos actuales (Ej: Muir-Wood 2000, Meyer et al. 1996).

Dado que en los Pirineos los glaciares cuaternarios han sido relativamente pequeños, es muy improbable que los efectos postglaciares sean responsables de la sismicidad actual. La modelización de la recuperación elástica en varios valles de los Alpes suizos realizada por Ustaszewski et al. (2008) sugiere que la actividad de las fallas pueda haber continuado hasta un máximo de 10.000 años sucesivos al inicio de la deglaciación. Dado que la deglaciación en esta zona de los Pirineos comenzó alrededor de los 20 ¹⁰Be ka B.P. (Rodés, 2008), es razonable desestimar que la recuperación elástica de la corteza pueda continuar hoy en día. Bajo esta premisa, aún teniendo expresión geomorfológica, las fallas de origen exclusivamente postglaciar no supondrían un riesgo sísmico para la zona.

En la zona de la Maladeta no se ha identificado ninguna falla que sea únicamente de origen postglaciar. La expresión geomorfológica de las fallas que han sido consideradas como fallas capaces (FNM, falla de Coronas, sistema de *Rius-Cabanes*) puede, no obstante, ser en gran parte resultado de la actividad sismogénica durante la etapa de deglaciación. El aumento de la actividad de las fallas neotectónicas durante la deglaciación ha sido documentado por varios autores (Ej.; Mörner, 1995, Firth y Stewart, 2000; Stewart, 2002). Thorson (2000) explica este efecto comparando la sismicidad inducida por los cambios en la carga glaciaria con la producida por los cambios en el nivel de llenado de embalses.

Por otra parte, la tasa de desplazamiento en las fallas neotectónicas puede haberse acelerado durante el periodo de descarga glaciaria; en los trabajos de Hampel y Hetzel (2006) y Turpeinen et al. (en prensa) se modeliza cómo la descarga de peso producida por la retirada glaciaria o la desecación de un gran lago puede llegar a ocasionar grandes incrementos en la tasa de desplazamiento de fallas neotectónicas infrayacentes y un aumento consecuente de la sismicidad asociada. Si además, las fallas tienen expresión en superficie, ésta se verá ensalzada durante la crisis sísmica. Por ello, aunque en la zona de estudio los efectos postglaciares puedan considerarse concluidos, su impronta en la expresión de las fallas activas y en el registro paleosísmico, ha de ser tenida en cuenta. Prueba de ello son los conjuntos de fallas de *Barrancs* y *Barranco de Ballibierna*, cuya actividad parece estar estrechamente ligada a la retirada de los glaciares del Dryas Reciente, hace entre 11 y 14 ¹⁰Be ka.

Stewart (2002) advierte de la dificultad para distinguir la señal puramente tectónica de los efectos postglaciares en las interpretaciones paleosismológicas en el NW de Europa, y por tanto, la necesidad de cuestionar la validez del ciclo sísmico en este tipo de contextos.

9.2 PELIGROSIDAD SÍSMICA

Estudios de evaluación del riesgo sísmico en la región Ibero-magrebí (Jiménez et al., 1999, 2001) asignan al área de estudio un valor de peligrosidad sísmica entre baja y moderada, dando un valor para la aceleración horizontal máxima del terreno (PGA, *peak ground acceleration*) entre 0,4 y 1,6 m/s² para un 90% de probabilidad de no excedencia en 50 años. Estos datos infravaloran la peligrosidad sísmica del área de estudio que se infiere

del trabajo realizado en esta tesis; La relación de Gutenberg-Richter obtenida del análisis de la sismicidad ocurrida durante el periodo 1977-2005 (capítulo 3) sugiere una recurrencia de 16 años y de 260 años para eventos de $M \geq 4$ y $M \geq 5$, respectivamente.

En la actualidad, la reglamentación vigente a nivel nacional sobre construcción sismorresistente (NCSR-02, 2002) le asigna a esta zona un valor máximo de la aceleración básica del terreno (a_b) aún menor al de Jiménez et al. (1999), entre 0,04 y 0,08 g (0,4 y 0,8 m/s^2) en la parte norte y por debajo de 0,04 g (0,4 m/s^2) a la parte sur, siendo g la aceleración de la gravedad. Según esta norma, el cálculo de la peligrosidad sísmica para una determinada localidad se ha de hacer considerando la aceleración básica (a_b) y un coeficiente de contribución K que refleja los distintos tipos de terremoto esperados y que sólo viene dado para el sur de la península Ibérica. Para calcular la respuesta del terreno, se han de considerar así mismo las características concretas de éste y, si $a_b \geq 0,04$ g, también los posibles efectos de sitio. Por tanto, la a_b indicada por estos documentos para la zona de estudio corresponde a una peligrosidad moderada-baja, por lo que se deduce que el sismo de la Edad Media (2.3.1373, $M = 6,2$) no ha sido considerado en los cálculos. Esto no ocurre en otras regiones, como es el área volcánica de Olot, donde características como el número de sismos destructivos, el tiempo transcurrido desde su ocurrencia y la intensidad máxima registrada son similares a las del Pirineo Central. Puede que esta diferencia se deba, en parte, a la falta de actualización de los catálogos nacionales; En el catálogo de sismicidad histórica del IGN-2006, aún se sigue localizando el epicentro del terremoto de la Ribagorça (03.03.1373) en la zona de Olot. Esta antigua localización fue corregida por la actual, en la zona la Alta Ribagorça, a mediados de los 90 (Olivera et al., 1994, 2006; Olivera y Fleta, 1996).

Los planes sobre riesgo sísmico de la mayoría de los países no se elaboran teniendo en cuenta la información geológica acerca de fallas simogénicas (Muir-Wood, 1993; Gasperini et al., 1999). En el caso de zonas de deformación lenta, donde los periodos de recurrencia son mayores, es aún más necesario tener en cuenta la actividad de las fallas dado que la sismicidad histórica e instrumental puede ser poco representativa. Sin embargo, es también en estas zonas donde los datos sobre estructuras activas son más limitados; por una parte, las menores tasas de desplazamiento hacen más difícil la identificación y caracterización de fallas simogénicas cuaternarias (Ej.: Meyer et al. 2006). Por otra, en muchas regiones, la ausencia de estudios de tectónica activa es consecuencia de la falta de conciencia del riesgo sísmico, que a su vez está relacionada con la no ocurrencia de terremotos destructivos en los últimos 50 años. En el caso de la región pirenaica, los esfuerzos por la recuperación de la memoria histórica de eventos sísmicos destructivos (Ej.: Olivera et al., 1994; 2006; Susagna et al. 1994, González y Goula, 2004) están contribuyendo a una mayor conciencia del riesgo. Los mapas de peligrosidad sísmica realizados por el ICC para Cataluña asignan al área de estudio una peligrosidad máxima equivalente a la de la zona de Olot. Según el estudio realizado por Secanell et al. (2004), las dos regiones donde tuvieron lugar los terremotos de los siglos XIV y XV en Cataluña están caracterizadas por intensidades de VII-VIII, considerando un periodo de recurrencia de 500 años. El mapa de peligrosidad sísmica realizado por los autores se basa principalmente en un análisis probabilístico pero incluye también algunas modificaciones que resultan de tener en cuenta el análisis determinístico. En este trabajo se presenta también una zonificación sísmotectónica del NE de la península Ibérica, para la cual se ha considerado la identidad geológica del área en términos de estructuras heredadas. Para trabajos futuros que se realicen en esta línea será importante la consideración de los datos sobre estructuras activas aportados en esta tesis.

La introducción de las fallas activas en los estudios de peligrosidad sísmica puede poner de relevancia zonas que anteriormente eran consideradas de baja peligrosidad y, además, mejorar la localización geográfica de las zonas con mayor peligrosidad, situándolas alrededor de las fallas activas (Ej.; Ojeda et al., 2002). Perea (2006) y Perea y Atakan (2007), en un estudio sobre cálculo probabilístico de la peligrosidad sísmica en el Surco de Valencia, muestran cómo, al incorporar las fallas activas como fuentes sismogénicas dependientes del tiempo, aparecen nuevas zonas de alta peligrosidad hasta el momento sólo evaluadas a partir de la sismicidad como poco peligrosas. Estos autores también observan que la introducción de las fallas no implica un aumento generalizado del valor de peligrosidad en toda la zona y que se produce una mejora en la localización geográfica de las zonas de mayor peligrosidad. Los autores comentan que el periodo de recurrencia de las fallas activas es el parámetro más influyente en los valores finales de peligrosidad, seguido por la magnitud máxima del terremoto, que está condicionada por el modelo de segmentación de fallas utilizado, y el tiempo transcurrido desde el último evento.

9.3 OTROS RIESGOS GEOLÓGICOS. RELACIÓN ENTRE LA DEFORMACIÓN GRAVITACIONAL LENTA DE LADERAS Y LA ACTIVIDAD SISMOGÉNICA.

En los capítulos 6, 7 y 8 se ha puesto que, en los estudios de neotectónica en regiones montañosas, es necesario considerar otros tipos de deformación activa además de la neotectónica. Esta necesidad viene dada por la dificultad distinguir el origen neotectónico de las fallas activas de otros orígenes, así como por la posibilidad de que el origen de una falla sea compuesto. Dado que las regiones montañosas se caracterizan por relieves inestables, la expresión en superficie de una falla neotectónica coincidirá, en muchas ocasiones, con la deformación gravitacional lenta de laderas. Además de llamar la atención sobre este problema, parte del trabajo presentado contribuye a paliar una parte del vacío existente en cuanto a la metodología a seguir en estudios de deformación activa en alta montaña y a aclarar la confusión relativa al uso de los términos específicos.

En la zona de estudio, se ha constatado que la actividad neotectónica tiene asociada una alta frecuencia de casos de deformación gravitacional lenta de laderas. La relación que puede establecerse es tanto temporal (sección 8.1.4.) como espacial (Fig. 8.30).

9.3.1 Alta concentración de casos de deformación gravitacional lenta de laderas en la Maladeta

El bajo número de trabajos de deformación gravitacional lenta de laderas en los Pirineos contrasta con el gran número de casos descritos en los Alpes centrales italianos (aunque ha experimentado un mayor glaciario, esta región es comparable a los Pirineos en extensión, sismicidad histórica y condiciones litoestructurales). Este hecho puede en parte explicarse por la ausencia en España de equipos especializados en este fenómeno. Así, a diferencia de Italia o la antigua Checoslovaquia, donde ya en los años 70 se constituyeron equipos de investigación en deformación gravitacional lenta de laderas, en España no existe tal tradición (Ej.: El tipo de deformación no forma parte de los fenómenos de ladera inventariados en los mapas del IGME). Es muy probable, por tanto, que el número de casos de deformación gravitacional en el Pirineo sea muy superior al documentado y se extienda a otras zonas de la cordillera. Por estas razones, se ha de tener precaución al determinar que

la concentración de casos de deformación gravitacional lenta de laderas es especialmente alta en la zona de estudio.

Al final de la sección 8.1.4 se comentó que la localización de los casos de deformación gravitacional lenta de laderas identificados coincidía con la disposición de las fallas neotectónicas en el área y también con la banda de concentración de la sismicidad (Fig. 3.8), y que este hecho podía ser un artefacto, resultado de las dimensiones y la orientación del área cartografiada en detalle. Otro aspecto a considerar es que esta concentración de casos puede estar relacionada con el hecho de que ésta sea la zona de los Pirineos donde se ha dado un glaciario más intenso.

Glaciario y actividad sísmica en este caso, pueden haber estado conjugados, determinando la alta frecuencia de deformaciones gravitacionales. Según Turnbull y Davis (2006), en *Fiordland* (Nueva Zelanda), la alta sismicidad ha producido circos glaciares de dimensiones mayores a las esperables según las tasas de erosión. Según los autores, este fenómeno podría explicar la localización de circos anómalamente grandes en otras regiones de Escandinavia y Gran Bretaña. El mecanismo indirecto a través del cual lo hace es el desencadenamiento de deformaciones gravitacionales en las cumbres, que generan depresiones a partir de las cuales se comienza a dar una acumulación preferencial del hielo.

Además del control que pueda haber ejercido la liberación de energía sísmica en el desarrollo de la deformación gravitacional lenta de laderas, la evolución tectónica regional puede haber sido también significativa. Como se ha visto en el capítulo 6 (sección 6.4.1), la deformación de las laderas puede estar relacionada con la evolución del dominio tectónico en el que se desarrolla (Ej.: una direccionalidad relacionada con el basculamiento tectónico). Dado que las tasas de exhumación obtenidas en varios transectos del Pirineo indican valores máximos en la zona de la Maladeta (siguiente sección), la posibilidad de que la deformación gravitacional de las laderas guarde relación con la evolución morfotectónica de la región ha de ser tenida en cuenta.

La realización, en el futuro, de estudios centrados en la deformación lenta de laderas en los Pirineos Centrales permitiría evaluar si la concentración de casos en la zona de estudio es realmente alta, y en ese caso, determinar mejor las causas que la controlan.

9.3.2 Peligrosidad geológica asociada a la deformación gravitacional lenta de laderas

Aunque se trate de movimientos de masa muy lentos (por lo general < 1 mm/a), la deformación gravitacional lenta de laderas ha de considerarse como un riesgo geológico potencial por varias razones; por una parte, el desenlace final de la deformación es, a menudo, una avalancha rocosa (Ej.; Evans y DeGraff, 2002; Evans et al., 2006). Por otra parte, en las zonas de alta montaña donde ocurre, este tipo de deformación puede afectar a estructuras ancladas en ellas (tuberías, muros de contención de presas, barreras dinámicas, etc...) que viéndose afectadas, pueden suponer un riesgo para la población.

En la zona de estudio se está dando una expansión urbanística acelerada. Como en otras partes del Pirineo, la construcción de grandes infraestructuras puede hacer que el riesgo asociado a las deformaciones de laderas aumente como consecuencia de un aumento de la vulnerabilidad de la población. En la sección 6.4.1, se comentó como la implantación de embalses podía ser causa de la inestabilidad de laderas tanto en la zona ocupada por el agua como aguas abajo. Uno de los ejemplos más dramáticos de ello es el deslizamiento de *Vaiont* (Italia, 1963). En los Pirineos, la desestabilización en las laderas del valle de *Itoiz* ha sido relacionada con la implantación de una presa y considerada como un grave riesgo para las poblaciones situadas aguas abajo de ésta (Casas, 2007). A este fenómeno se suma

el hecho de que el vaciado de la presa haya sido considerado como causa del terremoto de Pamplona ($M_{Lg}=4,1$) del 21 de Febrero del 2002 (Ruiz, 2007). La existencia de movimientos de ladera previos y la sismicidad inducida por la actividad de la presa, podrían tener consecuencias catastróficas en el futuro. Desde los años 50, en la zona de la Maladeta se han construido un gran número de embalses y presas. La posibilidad de que ocurran otros terremotos destructivos en el área hace recomendable que se revise el carácter sismoresistente de estas construcciones así como la estabilidad de las laderas en zonas próximas a ellas.

9.4 EVOLUCIÓN MORFOTECTÓNICA DE LA ZONA. RELIEVE Y EXHUMACIÓN.

En la actualidad existe un debate acerca de la importancia del levantamiento post-orogénico de los Pirineos y su repercusión en la génesis y evolución de las superficies de aplanamiento que se observan en ellos. Los trabajos que están aportando datos al debate son de muy diversa índole (Ej.; geomorfología, estratigrafía, paleoecología, termocronología y tectónica) y pueden distinguirse en dos tendencias: la que propone un levantamiento de ciertos sectores de la cadena del orden de 1,5-3 km en los últimos 10 M.a. (Ej.: Pérez-Vila et al., 2001; Lynn, 2005; Agustí et al., 2006; Gibson et al., 2007; Calvet y Gunnell, 2008) y la que admite que ha podido producirse un levantamiento postorogénico, pero que éste ha sido anterior a los 10 M.a. (Babault et al., en prensa). A continuación, se comentan algunos aspectos planteados en estos trabajos y la implicación que tienen los resultados de esta tesis en el debate.

9.4.1 Paleoaltitudes en base a datos bioestratigráficos

Estimaciones en la zona de la Maladeta

Las estimaciones de paleoaltitud para la cuenca de *Priëdo* hechas en la sección 5.3.2 a partir del análisis polínico, sugieren una paleoaltitud de depósito entre 700 y 1000 m sobre el nivel del mar que suponen que la zona podría haber experimentado un levantamiento en torno a los 900- 1200 m. Dicho levantamiento podría ser mayor si se tiene en cuenta que el nivel del mar durante el Mioceno superior era unos 100-200 m superior al actual. Otro aspecto a tener en cuenta en este cálculo es el cambio de altitud experimentado por los depósitos de *Priëdo* como consecuencia de la formación de la fosa tectónica.

Es razonable pensar que la formación y desarrollo de la fosa se produjeron de forma sincrónica a la dislocación de las superficies de aplanamiento una vez que éstas habían sido desplazadas, al menos, un centenar de metros. Con los datos disponibles, no puede determinarse la subsidencia absoluta experimentada por los materiales de relleno. Un límite máximo del cambio de altitud en los materiales de *Priëdo* como consecuencia de la actividad de la FNM resulta al considerar que la subsidencia de los materiales equivale al hundimiento relativo de la superficie sobre la cual se depositan, que en ese transecto es ~ 400 m (sección 5.5.2). Junto con la paleoaltitud derivada del polen, el cambio máximo de altitud de los depósitos sería de 1300-1600 m. Desde el Mioceno superior (11,6 -5,33 M.a.), el cambio en altitud absoluta supone tasas de levantamiento máximas de 0,1-0,3 mm/a. debido a que la estimación de la subsidencia utilizada corresponde a un valor máximo, estas tasas podrían llegar a ser muy superiores a las reales. De hecho, si la mayor

parte del desplazamiento a favor de la FNM se hubiera producido con anterioridad al depósito del nivel muestreado y su “hundimiento” hubiera sido, por ejemplo, de tan solo 100 m, los valores de levantamiento estarían comprendidos entre 0,08 y 0,24 mm/a.

Levantamiento inferido en los Pirineos Orientales

En la zona oriental de la cordillera, varios trabajos han discutido el incremento de la altitud absoluta en las cuencas neógenas de la *Cerdanya* y de *Conflent* a partir del contenido en paleofloras de sus rellenos sedimentáreos.

A través del análisis palinológico, Pérez-Vila et al. (2001) infieren un levantamiento del macizo del *Canigó* y de la cuenca de la *Cerdanya* de ~ 1000 m, ocurrido entre hace 6- 5,3 M.a. Por otra parte, Clauzon (2001) se basa en los límites de transición marina-continental de los depósitos de la cuenca de *Conflent* y en la topografía actual de la zona para proponer un levantamiento desde finales del Mioceno que varía desde los 200 m en la cuenca de *Conflent*, hasta un máximo de ~ 1300 m en el macizo del *Canigó*, que limita la cuenca al sur (ver Fig. 2. 1 y Fig. 2.2 para localización). Más recientemente, Agustí et al. (2006) han retomado esta discusión en un estudio del registro paleontológico de la asociación mesiniense de *Can Vilella* (depósitos de la relleno de la cuenca de la *Cerdanya*). El contenido en mamíferos fósiles de esta formación sugiere que la paleogeografía de la zona no fuera muy diferente a la actual, mientras que el contenido en polen sugiere una altitud durante este periodo inferior a la que actualmente tiene la cuenca (1000 m). La integración de datos estratigráficos y tectónicos referentes al movimiento de la falla de la *Cerdanya* llevan a los autores a concluir que la mayor parte del levantamiento del bloque hundido (es decir, de los rellenos de la cuenca) tuvo lugar durante el Vallesiense (11.1- 8.7 M.a). Junto a esta consideración, los datos biostratigráficos sugieren que durante el Neógeno superior, la *Cerdanya* experimentó un levantamiento acelerado inicial de, al menos, 500 m, tras el cual la zona se ha elevado más de 1000 m hasta la actualidad.

Por otra parte, Calvet y Gunnell (2008) señalan que los depósitos tortonienses de la *Cerdanya*, comparten un 80% del contenido en flora con los de la cuenca del *Empordà* (cercana al nivel del mar), haciendo inviable que su paleoaltitud sea equivalente a la actual. La integración de estos con otros datos de termocronología y con las relaciones estratigráficas llevan a los autores a proponer que, localmente, el levantamiento de la zona desde hace 12 M.a. es ≥ 1500 m. Calvet y Gunnell (2008) sugieren que el levantamiento responde a causas principalmente tectónicas, y en menor medida climáticas o eustáticas.

Discusión

El hecho de que los rellenos sedimentáreos de la cuenca de *Prüedo* y de la *Cerdanya* tengan un contenido en paleofloras semejante ha sido utilizado en esta tesis para atribuir una edad vallesiense a los depósitos de *Prüedo*. Dado que las paleoaltitudes que se infieren para la asociación vegetal también son comunes, la discusión acerca del aumento en altitud absoluta de estas cuencas desde finales del Mioceno también es común. La cuenca de *Prüedo* se encuentra hoy a una mayor altitud que la *Cerdanya*, por lo que el levantamiento experimentado en ella también ha podido ser mayor. Los datos sobre levantamiento propuestos por Agustí et al. (2006) y Calvet y Gunnell (2008) son similares a los que se han obtenido aquí por medios distintos. En el caso de *Prüedo*, en lugar de utilizarse la

correlación de paleofloras con las de cuencas situadas próximas al nivel del mar, se ha utilizado la distribución altitudinal de un análogo actual: el bosque húmedo del sureste de China (sección 5.3.2). A esta determinación pueden hacerse, al menos, dos objeciones;

- La interpretación del registro palinológico requiere una gran precaución, ya que puede estar contaminado con asociaciones provenientes de lugares situados a cientos de kilómetros de distancia. Aún así, la ausencia de especies microtérmicas en la asociación de *Priëdo* indica que no existía un bosque de altitud cercano.

- Como ya se ha comentado, la analogía de la asociación vegetal puede no ser del todo precisa, dado que algunos géneros encontrados son en la actualidad relictos o están extinguidos. A este aspecto se suma el hecho de que el gradiente térmico altitudinal del Vallesiense pudiera ser inferior al que actualmente se da en China. Además, tanto *Priëdo* como la *Cerdanya* son cuencas intramontañas que podían estar caracterizadas por microclimas propios, difíciles de caracterizar en comparación con análogos actuales.

En el debate sobre el levantamiento postorogénico de la cordillera, el uso de las tasas estimadas a partir del análisis polínico para la Maladeta desde el final del Mioceno, requiere que se tengan en cuenta las incertidumbres planteadas aquí. Tanto en *Priëdo* como en la *Cerdanya*, la incertidumbre acerca del carácter autóctono de la asociación vegetal se puede resolver utilizando el registro de plantas fósiles en lugar del registro polínico. El programa matemático para el análisis multivariable de las hojas en función del clima (CLAMP, Wolfe y Spicer, 1999) se podría utilizar en el futuro para establecer, de una forma más directa, las paleoaltitud de los registros fósiles en las cuencas neógenas pirenaicas (C. Martín-Closas, com.per.). La aplicación de esta técnica en la cuenca de Namling (4600m de altitud, Tibet) ha llevado a Spicer et al. (2003) a determinar que la altitud de la región se ha mantenido constante durante los últimos 15 M.a.

9.4.2 Historias de exhumación basadas en termocronología

Exhumación diferencial

El área de estudio coincide con un máximo de exhumación postorogénica. A partir de edades derivadas de las trazas de fisión en cristales de apatito (edades AFT), Fitzgerald et al., (1999) proponen trayectorias de exhumación para tres localidades, entre ellas, la Maladeta. La modelización de las edades sugiere que en el perfil de la Maladeta se haya dado una exhumación postorogénica máxima en la que, tras una ralentización, la zona se habría exhumado entre 2 y 3 km desde hace 10 M.a. Sinclair et al. (2005; 2007) y Lynn (2005) también han estudiado la historia de exhumación a partir de datos de termocronología en localidades situadas en un transecto de los Pirineos que incluye la Maladeta. Aunque las trayectorias de exhumación propuestas para el macizo difieren de las de Fitzgerald et al. (1999), estos autores también proponen 2-3 km de exhumación en la Maladeta para los últimos 10 M.a. de años. Los modelos recogidos en estos trabajos determinan que la exhumación de la Maladeta en este periodo ha sido notablemente mayor que la de terrenos situados a < 50 km al N (*Marimanha*) y al S (*Barruera*). Este hecho concuerda con la actividad reciente de la FNM como falla normal determinada en esta tesis, implicando que el levantamiento del bloque al sur (bloque levantado, Maladeta) habría sido mayor que el del bloque al norte (bloque hundido, *Marimanha*). Como ya se subrayó en el capítulo 2 (sección 2.1.2), no existen datos instrumentales de carácter regional que den una idea de las tasas de levantamiento actuales en los Pirineos ni de cómo éstas se distribuyen.

Implicaciones en cuanto a las superficies de aplanamiento

En un trabajo de termocronología más reciente, Gibson et al. (2007), proponen que el levantamiento postorogénico en los Pirineos se haya producido según una tasa constante desde hace 30 M.a., y niegan que haya sido posible el rejuvenecimiento del paisaje ni la preservación de superficies de aplanamiento a gran altitud, tal y como proponen Babault et al. (2005) (siguiente sección). La caracterización y la datación de las superficies de aplanamiento realizadas en esta tesis no son favorables al levantamiento constante de la zona desde hace 30 M.a. que propone Gibson et al. (2007). Babault et al. (en prensa) también han refutado este modelo alegando que se basa en una asunción para la que no existen evidencias: el afloramiento reciente de las rocas muestreadas. Además, Babault et al. (en prensa) consideran que el aumento de erosión pliocuaternaria, al concentrarse en los valles incididos, no supera en ningún caso los 1000 m y, por tanto, no puede haber afectado a la forma de las isotermas bajo la superficie de forma que sea reconocible en los datos de termocronología. La Fig.9. 3 muestra tres posibles historias de exhumación para la Maladeta planteadas por Babault et al. (en prensa) de acuerdo a los datos de Gibson et al. (2007). Babault et al. (en prensa) concluyen que la exhumación del Pirineo tiene lugar según trayectorias intermedias entre una exhumación casi exclusivamente sinorogénica (Fig.9. 3b) y una exhumación continua entre los 30 y los 20 M.a. (Fig.9. 3a). Una posibilidad similar a esta última fue contemplada y descartada por Fitzgerald et al. (1999) debido a que no se ajustaba a las edades AFT obtenidas. En relación con los datos de termocronología comentados, no parece viable que la exhumación desde hace 10 M.a. haya sido despreciable en la zona de la Maladeta (Fig.9. 3c). Por tanto, la historia de exhumación que parece más razonable es la que proponen Fitzgerald et al. (1999), con una ralentización de la exhumación tras la etapa sinorogénica y una aceleración de ésta a partir de los 10-15 M.a. (Fig.9. 4). Tal evolución correspondería a una variación de la propuesta “a” de la Fig. 9. 3. Como se comentará a continuación, esta opción permite admitir que se ha dado un incremento de la erosión durante el Pliocuaternario, y que ésta aunque ha tenido un carácter lineal, ha podido tener una respuesta isostática.

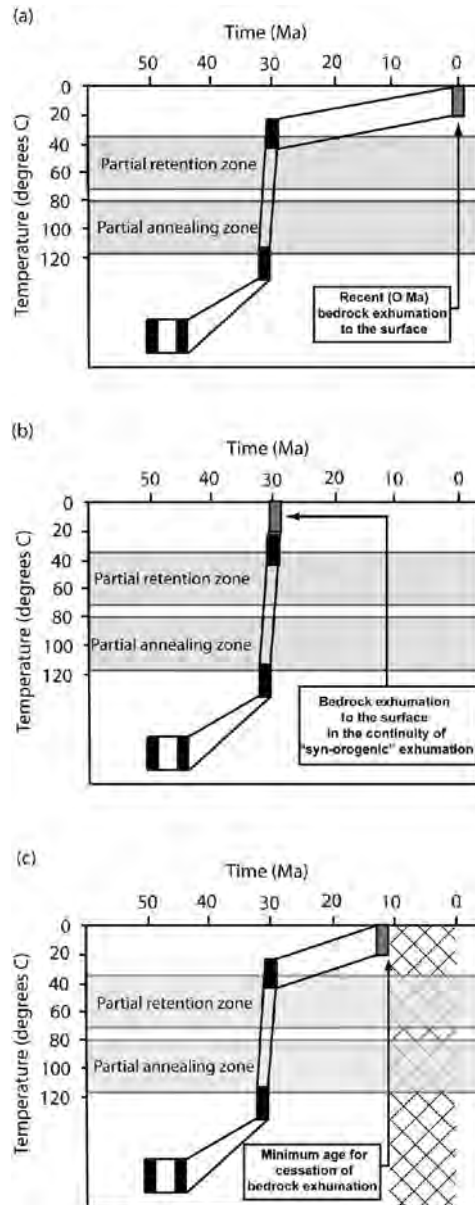


Fig.9. 3 Tres posibles historias de exhumación para la Maladeta planteadas por Babault et al. (en prensa) a partir de los datos de Gibson et al. (2007). **a)** Asume una exhumación final reciente (0 M.a.) de la roca y refleja una exhumación continua desde hace 30 M.a.; **b)** Traectoria que se obtiene si toda la exhumación se hubiera producido en continuidad "sinorogénica"; **c)** Exhumación postorogénica concentrada entre los 30 y los 20 M.a. Tras el Mioceno superior, la exhumación habría sido prácticamente nula. Tomada de Babault et al. (en prensa)

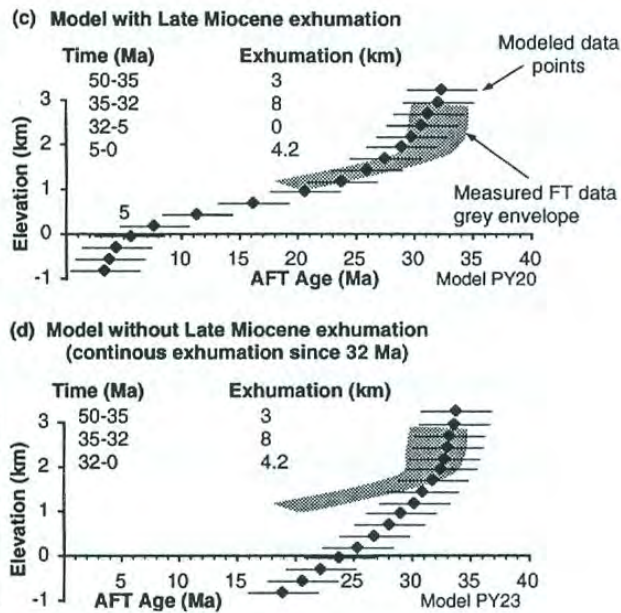


Fig.9. 4 Modelos de trayectorias de exhumación para la zona de la Maladeta basados en las edades AFT (tomado de Fitzgerald et al., 1999). El modelo con exhumación acelerada a partir del Mioceno superior (arriba) se ajusta mejor a los datos observados (envolvente gris) que el modelo con exhumación constante desde hace 32 M.a. (abajo).

9.4.3 Superficies de aplanamiento en los Pirineos y levantamiento postorogénico

De Sitter (1952), Kleinsmiede (1960) y Zandvliet (1960) comentan las hipótesis establecidas en los años 30 sobre la existencia de un relieve planar a escala pirenaica en tiempos prealpinos. Este relieve planar podía visualizarse mediante el trazado de una envolvente sobre el “nivel de cimas” (*Gipfelflur*). Según De Sitter (1952), las cotas más elevadas de este paisaje arrasado se encontraban, en el Mioceno, próximas a los 1000 m de altitud. Además de en los Pirineos Centrales (Ej.; Babault et al., 2005, 2006; Ortuño et al., 2008), estas superficies de aplanamiento a alta cota se han descrito en detalle en zonas más occidentales de la cordillera (Ej.: sector del Alto Gállego, Huesca, descritas por Serrano, 1998) pero, sobre todo, en la parte oriental (Ej.; Calvet, 1985, 1996). Al igual que en esta tesis, en varios sectores de los Pirineos Orientales, las superficies de aplanamiento han sido utilizadas como marcadores geomorfológicos afectados por la actividad reciente de fallas (Ej.; Calvet, 1985, Briais et al., 1990; Arthaud y Pistre, 1993; Calvet y Gunnell, 2008).

Una buen resumen sobre el estado actual del debate entorno a las superficies de aplanamiento puede encontrarse en Calvet y Gunnell (2008). Los aspectos en los que no existe acuerdo son, principalmente, la causa por la que se generaron y su palealtitud original.

Generación de las superficies a baja cota y posterior levantamiento

Calvet y Gunnell (2005, 2008) y Gunnell et al. (2008), de acuerdo con la cronología (bio y termocronología) de denudación en observaciones estratigráficas y geomorfológicas, proponen que la formación de las superficies de aplanamiento de la parte oriental de la cordillera tuvo lugar en el Mioceno medio a ≤ 1 km sobre el nivel del mar, y que la zona ha experimentado, desde entonces, un levantamiento que localmente sobrepasa 1,5 km. Los

autores insisten en que la generación de penillanuras pudo haber tenido lugar controlada por niveles de base local (Ej.; cuencas intramontañosas), por lo que no se requiere la continuidad de estas superficies. Calvet y Gunnell (2008) también plantean la posibilidad de que la superficie de aplanamiento se generase de forma gradual mientras la zona experimentaba levantamiento (generación en *steady state*) y que es probable que se de un espectro de casos entre el modelo que proponen y la generación de las superficies en altitud.

Generación de las superficies en altitud

La propuesta de la formación de las superficies de aplanamiento en altitud fue introducida por Coney et al. (1996) y ha sido favorecida por las observaciones geológicas, el análisis del relieve y la modelización analógica de Babault (2004) y Babault et al. (2005, 2007). Esta hipótesis se basa, principalmente, en el estudio de las superficies de aplanamiento del sector central-meridional de los Pirineos, solapadas por depósitos aluviales del Eoceno-Oligoceno de relleno de la cuenca del Ebro, y observables a cotas de hasta 2000 m. Como consecuencia de la colmatación de esta cuenca de antepais durante el inicio del Neógeno, el nivel de base de la red fluvial habría ascendido hasta cotas próximas a los 1600 m posibilitando la formación de un relieve aplanado en altitud. Según las relaciones estratigráficas con depósitos lacustres que sellan estas superficies en la *Cerdanya*, la edad de formación de las superficies es anterior al Mioceno superior (Babault et al., 2005 y referencias en este trabajo). Durante tiempos pliocuaternarios, la incisión lineal de la red fluvial hasta su estado actual, habría posibilitado la preservación de las superficies de aplanamiento y de los depósitos de cuña aluvial “colgados” y a una altitud similar a la que fueron generados (Babault et al., 2005, 2006). Los autores consideran la conexión de la cuenca del Ebro con el Mediterráneo como una de las causas del rejuvenecimiento de la red fluvial, a la que se suma también el enfriamiento global del clima durante el Cuaternario. Esta última causa explica también el encajamiento de los ríos en la vertiente norte de los Pirineos, ya que habría hecho descender el nivel de base efectivo desde la cuenca de Aquitania hasta el océano Atlántico.

9.4.4 ¿Se ha dado o no, un levantamiento de la zona de estudio desde el Mioceno superior?

La exhumación que se deriva de los datos de termocronología es un reflejo de la distancia vertical que separa la cota a la que han sido tomadas las muestras de la PAZ (*partial annealing zone*), zona situada a determinada profundidad (que varía según el gradiente térmico) y sobre la cual tiene lugar el registro de la desintegración de elementos radiactivos. Esta distancia vertical puede incrementarse debido al levantamiento de una zona o a la erosión, que rebaja la cota absoluta de la superficie haciendo descender la PAZ. Por tanto, cuando los autores determinan que desde el Mioceno superior, se han dado (Lynn, 2005; Sinclair et al., 2005; Gibson et al., 2007) o no se han superado (Fitzgerald et al., 1999) 2-3 de exhumación en el Pirineo Central, este valor no puede interpretarse directamente como un valor de levantamiento puro, a no ser que la erosión sea despreciable, y viceversa. Acerca de los datos de exhumación en el Pirineo Central, Morris et al. (1998) descartan que se haya dado un levantamiento tectónico desde el Mioceno superior, interpretando la exhumación exclusivamente en términos de descarga erosiva. Cuando descartan la exhumación tectónica, los autores sólo contemplan la exhumación por delaminación del orógeno (colapso orogénico) y por crecimiento sinorogénico, y no tienen

en cuenta el levantamiento que haya podido producirse por un reajuste isostático en el sistema postorogénico.

Los 2-3 km de exhumación de los Pirineos Centrales en los últimos 5-10 m.a (Fitzgerald et al., 1999; Lynn, 2005), permiten acotar la exhumación de esta zona desde finales del Mioceno en un rango de 0,2 y 0,6 mm/a. Con respecto a estos datos, los valores de levantamiento obtenidos del análisis palinológico en *Prieto* (entre 0,2 y 0,3 mm/a) podrían explicar desde un 33% hasta un 100 % de la exhumación en el área.

Levantamiento isostático debido a la descarga erosiva

A partir del análisis de la topografía actual, Babault (2004) estima que la erosión media desde el Mioceno en el Pirineo ha sido de 500-670 m. Para este cálculo, el autor calcula el volumen de material que ha sido evacuado bajo una superficie envolvente de las cumbres (que corresponde a la orografía previa al encajamiento de la red de drenaje), asumiendo que éstas no han sido erosionadas. La respuesta isostática asociada a esta descarga según el modelo de Molnar y England (1990) es de 415-550 m. Más recientemente, Babault et al. (en prensa) cifran en un máximo de 1 km la erosión que ha podido tener lugar desde hace 10 M.a., de lo cual deducimos que la respuesta isostática puede haber sido algo mayor de 550 m.

Recientemente, Champagnac et al. (2007) han calculado el reajuste isostático en un transecto de los Alpes occidentales considerando una variedad de valores de rigidez flexural de la corteza y la distribución de la descarga erosiva para el último millón de años. Los autores obtienen valores máximos de levantamiento isostático entorno a 0,5 mm/a que explican la mitad del movimiento vertical registrado de forma instrumental en la actualidad en la región sur de Valais (1,1 mm/a). Los cálculos realizados explican que, a pesar de la aceleración de la erosión, que conlleva una disminución de la altitud de las cimas, y las evidencias generalizadas de tectónica extensiva, los Alpes Occidentales están experimentando un incremento de altitud máxima y media. Según los autores, la tasa del levantamiento es sensible a variaciones del relieve, pudiendo variar sustancialmente de un valle a otro adyacente. En otro estudio similar localizado en una región más central, Schlunegger y Hinderer (2001) explican la coincidencia espacial entre las zonas donde se ha dado mayor erosión cuaternaria, los valles de los ríos *Rhone* y *Rhine*, y los puntos en los que se registran mayores tasas de levantamiento actuales (1,4-1,6 mm/a). Las tasas de levantamiento en estos dos valles paralelos al eje de la cadena son entre 1,6 y 1,7 veces mayores a los valles perpendiculares a él, sugiriendo que la disposición de la red de drenaje sea determinante en la distribución del levantamiento a nivel de la corteza.

Otras causas del levantamiento

Otras causas por las que puede haberse producido un reajuste isostático en los Pirineos Centrales son el reequilibrio térmico de la corteza subducida (Muñoz, 2002) o la pérdida parcial de ésta, sugerida por Gunnell et al. (2008) para la parte oriental del Pirineo. En caso de que uno de estos dos procesos estuviera teniendo lugar, el levantamiento por reajuste isostático podría, fácilmente, alcanzar valores superiores a 1 km. Hasta la fecha, no existen trabajos que clarifiquen las causas del incremento en la exhumación desde el final del neógeno, ni que distingan qué parte de ella se debe exclusivamente a movimientos verticales y no a denudación.

9.4.5 Causas e implicaciones de la actividad de la falla norte de la Maladeta

El hecho de que la FNM haya actuado como falla normal en el seno del orógeno indica un régimen extensivo en el seno de la cordillera desde el final de Mioceno, que puede haberse continuado hasta el presente. Como se vio en el capítulo 2, los datos de mecanismos focales en los Pirineos sugieren que no existe un estado de esfuerzos ligado a un ambiente orogénico, pudiendo estar los esfuerzos en relación a ajustes de falla normal o a una compensación de la topografía de tipo isostático (Vicente et al., 2008). Para la parte occidental, Ruiz et al. (2006) interpretan la componente vertical de la deformación (*strain*) como un reflejo de reajustes en la corteza tras la caída de la actividad orogénica.

Levantamiento diferencial y peso de la litosfera

Los datos de termocronología de Lynn (2005) y Sinclair et al. (2005) sugieren que, durante el periodo postorogénico, la exhumación del bloque sur de la FNM haya sido mayor que la del bloque norte. De los resultados obtenidos en esta tesis puede inferirse que esta diferencia esté relacionada con un levantamiento (o un hundimiento) diferencial debido a la actividad de la falla.

Varios trabajos sobre neotectónica en los Andes (Dalmayrac y Molnar, 1981; Sébrier et al., 1985) y en los Himalayas (Molnar and Tapponnier, 1978; Mercier et al., 1987) han demostrado la viabilidad de la actividad de fallas normales en el seno de cordilleras alpinas. En las etapas postorogénicas, las fuerzas convergentes pueden no ser suficientes como para compensar los esfuerzos verticales asociados a la litosfera (σ_{litos}), especialmente en aquellas zonas con cortezas engrosadas, donde este esfuerzo puede superar al esfuerzo horizontal compresivo y dar lugar a movimientos de falla normal (Dalmayrac y Molnar, 1981; Molnar y Lyon-Caen, 1988).

Por otra parte, el trabajo de modelización numérica de Jiménez-Munt et al. (2005) en los Alpes occidentales muestra cómo las fuerzas principales que determinan el campo de esfuerzos (en el que predomina una extensión perpendicular a la cordillera) vienen dadas por las variaciones en energía potencial gravitacional. Estas variaciones están relacionadas con las diferencias topográficas y con los espesores litosféricos.

Este fenómeno puede estar teniendo lugar en los Pirineos, donde estudios de geología estructural y geofísica han puesto de manifiesto un engrosamiento de la corteza desde las cuencas antepaís a la zona axial del orden de 40 km. En particular, la subducción de la corteza inferior de la placa Ibérica alcanza un máximo de 80–100 km en el área inmediatamente al norte de la Maladeta. (Muñoz, 1992; Souriau y Granet, 1995; Ledo et al., 2000; Vacher y Souriau, 2001). Este hecho sugiere que la actividad de falla normal en la FNM pueda deberse a los altos valores de σ_{litos} que se alcanzan en el bloque norte de la falla (zona de *Marimanha*). Teniendo en cuenta que la zona ha podido experimentar levantamiento tectónico del orden de 0,5-2 km en los últimos 10 Ma, un mayor peso de la litosfera en el bloque norte de la falla es coherente con una señal de la respuesta isostática menor, y así, con una menor exhumación.

Un gran número de estudios realizados en los Alpes (Ej.; Schlunegger y Hinderer, 2001; Jiménez-Munt et al., 2005; Malusà y Vezzoli, 2006; Cadoppi et al., 2007) ponen de manifiesto la exhumación de la cordillera varía sustancialmente de unos bloques tectónicos a otros, en función del papel que haya tenido el levantamiento tectónico y la erosión. Un levantamiento diferencial entre bloques implica la actividad normal a favor de fallas, que puede tener o no un carácter sismogénico. Un mejor conocimiento de la evolución

morfotectónica podría, en el futuro, aclarar el papel de la exhumación diferencial como causante de la actividad de las fallas que se han documentado en esta tesis y de otras fallas en la región Pirenaica.

CAPÍTULO 10

CONCLUSIONES

El trabajo llevado a cabo en esta tesis lleva a plantear una serie de conclusiones, que se distinguen en tres ámbitos:

1) Acerca de varias fallas normales neotectónicas en la zona de la Maladeta, y de las posibles fuentes sismogénicas de los terremotos destructivos de Vielha (19.11.1923) y de la *Ribagorça* (2.3.1373);

- La falla norte de la Maladeta (FNM), la falla de Coronas y las fallas del sistema Rius-Cabanes tienen sismicidad instrumental asociada, observándose una concentración de sismos de $M_w=3-4$ en ellas. Por la longitud de sus trazas geomorfológicas, cualquiera de estas fallas neotectónicas podrían haber dado lugar al sismo destructivo ($M_w=6,2$) de la *Ribagorça* (2.3.1373). Además, el segmento occidental de la FNM ha sido reconocido como la fuente sismogénica más probable del terremoto de Vielha (19.11.1923). La consideración de estas fallas y de su capacidad sismogénica es crucial en la evaluación del riesgo sísmico del Pirineo Central. La fisiografía, la expansión urbanística y la presencia de grandes infraestructuras en esta zona la hacen especialmente vulnerable a la peligrosidad sísmica.

- El estudio de la FNM a través de la integración de técnicas de superficie (cartografía geológica y geomorfológica) y del subsuelo (audiomagnetotelúrica), ha permitido reconocer que el movimiento a favor de la falla ha dado lugar a: 1) el desplazamiento vertical de ~ 500 m de los restos de una superficie de aplanamiento regional y 2) a la formación en el bloque hundido de la cuenca de *Prüedo*. La datación relativa de los sedimentos confinados en la cuenca y depositados sobre la superficie de aplanamiento regional indica que la inversión de la FNM como falla normal se remonta al Mioceno superior, probablemente al Vallesiense (11.1-8,7 M.a.). El salto vertical acumulado desde ese momento lleva a inferir una tasa de desplazamiento de (0,04 - 0,09) mm/a para la FNM. A partir de esta tasa, se ha obtenido un periodo de recurrencia (Tr) mínimo entre 9,8-22,1 ka para el terremoto máximo característico de su segmento oriental, estimado en $M_w= 6,3$, y un Tr entre 6,6-15,0 ka para el terremoto característico de su parte occidental, estimado en $M_w= 6,2$. Estas recurrencias son coherentes con las que se derivan de la microsismicidad (relación Gutenberg-Richter) registrada en el área de la Maladeta en el periodo 1977-2005, según la cual se espera que ocurra un terremoto de $M >6$ cada ~ 2650 años y un terremoto de $M >5$ cada ~ 210 años.

- Por su disposición, su longitud y los desplazamientos asociados, la falla de Coronas podría corresponder al relevo suroccidental de la FNM. En relación a este relevo, un

componente menor del desplazamiento atribuible a la falla del *Port de Vielha*, situada entre estas dos fallas, podría ser de origen neotectónico. Las fallas del sistema *Rius-Cabanes*, localizadas en el bloque levantado de la FNM y con un fuertemente buzamiento al S, podrían ser estructuras neotectónicas primarias o secundarias asociadas a estructuras alpinas reactivadas en profundidad.

2) Por otra parte, el trabajo de esta tesis ha puesto de manifiesto la necesidad de considerar la erosión y otros procesos de deformación activa, como son los movimientos de masa y la recuperación elástica postglaciar, en los estudios de neotectónica en alta montaña. Esto se debe, principalmente, a que la simultaneidad y la convergencia morfológica de estos procesos tiene como resultado la generación de lineamientos rectilíneos en los que es difícil distinguir el componente neotectónico, y por tanto, el potencial sismogénico. Para determinar el origen de estos lineamientos, se ha propuesto un método de trabajo y se han establecido un conjunto de criterios, que pueden resultar útiles en estudios de neotectónica en el Pirineo y en otros contextos comparables. También, se ha propuesto una definición para los términos deformación activa y deformación gravitacional lenta de laderas. Para este último, se ha realizado una modificación de la clasificación de los mecanismos diferenciables hecha por Hutchinson (1988) que resulta útil para el estudio de los lineamientos rectilíneos. En la zona de la Maladeta, esta aproximación lleva a destacar los siguientes puntos:

- El desplazamiento aparente atribuible a los escarpes localizados en las laderas y fondos de circo del macizo refleja, en gran parte, el papel de la erosión diferencial sobre zonas de falla preexistentes.

- La deformación gravitacional lenta ha dado lugar a, al menos, 10 casos de deformación gravitacional lenta de laderas que afectan áreas de entre 0,5 y 5 km². La distribución de estas deformaciones en coincidencia con la banda WNW-ESE de concentración de la sismicidad instrumental y su ocurrencia en la zona epicentral de dos sismos históricos destructivos, sugiere que estas deformaciones estén desencadenadas por terremotos. El estudio de estas formas es interesante desde el punto de vista del riesgo geológico debido a que pueden evolucionar a avalanchas rocosas y a que son fuentes indirectas de información paleosísmica.

- En la parte occidental del macizo, se ha identificado un posible caso de deformación gravitacional profunda de laderas de grandes dimensiones (~ 33 km²). La disposición geométrica de la falla de Coronas, la inestabilidad topográfica del macizo y la presencia de fallas menores asociadas sugieren que el desplazamiento máximo observado en esta falla (~150 m) se deba, al menos en parte, a la deformación gravitacional profunda del macizo. Este mecanismo supone el desplazamiento del macizo del Aneto hacia el N-NW y la formación de una zona basal de cizallamiento y reptación, y habría estado favorecido, entre otros factores, por la amplificación de las sacudidas sísmicas en zonas de crestas. La cronología relativa (geomorfológica) y absoluta (edades ¹⁰Be) de la deformación en dos conjuntos de escarpes menores, Barrancs y Barranco de ballibierna, sugiere que se hayan producido desplazamientos con posterioridad al último máximo glaciar.

3) Los resultados de esta tesis aportan datos de interés para otros estudios a escala regional;

- La formación de las superficies de aplanamiento en la zona tuvo lugar con anterioridad al Mioceno Superior. La identidad y preservación de estas superficies ha de ser considerada en la evolución morfotectónica del Pirineo Central.

- La reactivación de la FNM como una falla normal en la zona Axial de los Pirineos desde finales del Mioceno es coherente con un estado postorogénico extensivo. Ante el cese de la convergencia de entre Iberia y Eurasia, se da un predominio de movimientos verticales, probablemente debidos a compensación isostática y a que el peso de la litosfera subducida no es compensado por la componente horizontal del esfuerzo. En la FNM, estos movimientos verticales son coherentes con las diferencias de exhumación entre el bloque levantado y el bloque hundido de la falla que se derivan de los estudios de termocronología de Lynn (2005) y Sincliar et al. (2007). La continuación de esta actividad en la FNM y en otras fallas de tipo normal (Ej.: Ruiz et al., 2006) en el presente, es coherente con el estado de esfuerzos regional derivado por Olaiz et al. (2006) y Vicente et al. (2008) a partir de la sismicidad instrumental.

GLOSARIO

Chalaza; Es la región de inserción del óvulo en la placenta en una semilla.

Efecto de sitio; Amplificación de la onda sísmica debido a las condiciones geológicas o a la topografía de una localidad.

Endocarpo; Parte del fruto, normalmente endurecida, que cubre la semilla.

Esclerificada, Célula; Célula cuyas paredes primaria y secundaria están lignificadas y engrosadas.

Faceta triangular; Superficie plana inclinada de perímetro triangular o trapezoidal localizada en el flanco de un relieve (ladera de un valle, frente montañoso, línea de costa, etc.). Su carácter planar puede venir dado por procesos erosivos (Ej.: erosión de una lengua glaciar, exhumación de un plano de falla que pone en contacto materiales de dureza muy distinta) o deformacionales (Ej: deslizamiento, exhumación tectónica de un plano de falla) o mixtos (levantamiento de un frente montañoso por un cabalgamiento, etc.). Su forma triangular es el resultado del encajamiento, perpendicular al plano generado, de dos drenajes consecutivos que han dado lugar a valles en V. Cuando se trata de facetas de origen tectónico, su estudio puede ser una valiosa herramienta para caracterizar la actividad de la falla. En estos casos la faceta se forma por el desmantelamiento del relieve generado por la falla, un relieve inestable que alcanza la pendiente de equilibrio de forma paulatina o repentina mediante un colapso. En el caso de una falla normal, la faceta puede resultar de la exposición directa del plano de falla.

Factor de forma (R); define la forma de la elipsoide de esfuerzos, cuyos tres ejes corresponden al esfuerzo máximo, medio y mínimo (S_1 , S_2 , S_3).

$R=(S_2-S_3)/(S_1-S_3)$ $R=1$ indica que S_2 y S_1 son similares, no existe un esfuerzo dominante.

Geomorfología tectónica; 1) estudio de las formas del paisaje producidas por procesos tectónicos o 2) aplicación de los principios geomórficos a la solución de problemas tectónicos. (del *Active Tectonics*.). La definición 1) es incompleta pues no contempla las formas del paisaje afectadas, aunque no producidas, por procesos tectónicos. En el *Tectonic geomorphology* no hay una definición clara pero se subraya que la esencia del estudio es entender la relación entre los procesos tectónicos que tienden a generar relieve y los procesos superficiales que tienden a destruirlo. Sin embargo, los procesos erosivos, muy activos en la zona de estudio, son los principales generados del relieve.

Glaciar rocoso; formas periglaciares constituidas por acumulaciones de bloques que reptan ladera abajo controladas por el hielo intersticial y adoptando formas lobulares que recuerdan al flujo de la lava. Fueron muy activos en la época inmediata a la retirada de los hielos y algunos de ellos siguen moviéndose lentamente

Helofítica; de Helófito, planta vivaz anfibia, cuyos órganos persistentes están arraigados en el fondo sumergido, y cuyos tallos emergen y desarrollan hojas y flores en el medio aéreo.

Hilo; es una marca visible en el exterior de la cubierta de las semillas (endocarpo), en el parte curva de éste, generada por la intersección del óvulo en la placenta.

Impedancia; una magnitud que establece la relación entre la tensión y la intensidad de corriente.

Magnitud del momento (M_w); Magnitud definida por Hanks y Knamoru (1979) para comparar la energía liberada por los terremotos a partir del momento sísmico (M_0). Se define de la siguiente manera:

$$M_w = \frac{2}{3} \left(\log_{10} \frac{M_0}{\text{N} \cdot \text{m}} - 9.1 \right) = \frac{2}{3} \left(\log_{10} \frac{M_0}{\text{dyn} \cdot \text{cm}} - 16.1 \right)$$

Magnitud local (M_L); Magnitud original definida por Richter y Gutenberg para terremotos locales en 1935. Está basada en la amplitud máxima registrada en un seismógrafo de torsión de tipo Wood-Anderson. Aunque estos aparatos ya no están vigentes, la magnitud se calcula mediante ajustes sobre las lecturas en seismógrafos modernos. Rango de magnitudes: 2-6. Válido para medidas hechas entre 0 y 400 km del epicentro.

Magnitud m_{bLg} ; Magnitud calculada a partir de la señal producida por las ondas Lg (tipo de ondas superficiales) que se propagan a través de la corteza continental.

Marcador geomorfológico; formas del paisaje que pueden ser utilizadas para un estudio específico. En el estudio de la deformación serán susceptibles los elementos de forma regular y predecible antes de ser desplazados. Pueden ser lineales (cauce de río, incisión de un arrollo, cresta de una morrena, borde de una terraza, línea de costa...) o planares (superficie de erosión o de acumulación, abanico aluvial, delta, terrazas...).

Mecanismo focal de un terremoto; Se basa en el análisis de la compartimentación de las ondas compresivas y extensivas (¿?) generadas por un terremoto. Como resultado se dispone de dos posibles orientaciones (azimuth y buzamiento) para la fuente sísmica y del tipo de mecanismo de ruptura.

Micropilo; Obertura de fecundación del óvulo en una semilla.

Microtérnico; Organismo que requiere una temperatura baja para crecer.

Momento sísmico; Valor de la energía liberada en un terremoto. El escalar del momento sísmico (M_0) se define como $M_0 = \mu Au$, siendo μ el módulo de cizalla de la corteza terrestre afectada y u , el desplazamiento medio del área de ruptura (A).

Neotectónica; Tectónica que tiene lugar desde que comienza el régimen de esfuerzos que prevalece en la actualidad.

Paleosismología; Es el estudio del registro de los terremotos más allá del periodo instrumental (determinación de la magnitud y el momento en que tuvieron lugar). Se interesa por determinar la recurrencia asociada a las fallas y para ello en datar los terremotos. En los últimos años se han desarrollado (Existen) fórmulas empíricas que permiten estimar la recurrencia de los terremotos en base a la tasa de deformación asociada a la falla y a otros parámetros como son las características geométricas o la magnitud del terremoto característico.

Periodo Neotectónico; periodo que abarca desde el momento actual hasta el momento del pasado en el que se establecen los esfuerzos tectónicos que prevalecen en la actualidad.

Pseudotaquillita; vidrio que se produce en un plano de falla por calor generado por el movimiento friccional. Requiere profundidades entre 4 y 12 km (Passchier y Trouw, 1996).

Riparia; adjetivo que recibe la vegetación que se encuentra en los alrededores (ribera) de un río y otros cursos de agua.

Rodentia; Los roedores (Rodentia) constituyen el grupo más diverso de los mamíferos, comprendiendo más del 40% de las especies extinguidas. El Suborden Myomorpha representa el 30% de todas las especies vivientes de mamíferos. Dentro de éste, la Familia Muridae (Subfamilia Muroidea), en términos de la totalidad del número de especies y de la diversidad de hábitats ocupados, constituye la radiación más exitosa de los roedores contemporáneos. La Familia Muridae incluye 1326 especies con 281 géneros. EN su conjunto, los micromamíferos fósiles, pero especialmente los roedores, son el grupo de fósiles que permiten establecer con mayor precisión la edad relativa de los sedimentos en los que se encuentran y de ahí la importancia de su estudio.

Sismitas; *Estructurade licuefacción de origen sísmico.*

Tectónica activa; Tectónica que afecta a la sociedad. Comprende un periodo de tiempo variable según el interés que motive el estudio. Ej; la construcción de una central nuclear requiere la observación de los últimos 20-30 ka mientras que la de una vivienda solo atenderá a lo ocurrido en los últimos 50-100 años.

Termófilo; Se aplica a organismos vivos que pueden soportar condiciones extremas de temperatura relativamente altas, por encima de los 45°C o relativamente bajas. En el texto se utiliza la primera acepción, y se refiere a plantas características de zonas cálidas con temperaturas superiores a la temperatura actual.

Terremoto característico; Es el terremoto de máxima magnitud que se espera ocurra en una falla que sigue el modelo de terremoto característico (Schwartz y Coppersmith, 1984), según el cual la falla produce terremotos grandes de idénticas características y con una recurrencia constante.

Vallesiense; Término creado por M. Crusafont para designar una zona bioestratigráfica del Mioceno superior. La localidad donde se encuentra su estratotipo (Can Llobateres) pertenece a la cuenca del Vallès-Penedès (Barcelona), a la que debe su nombre. Corresponde a un momento de riqueza y diversidad animal en Europa. En la escala magnetobioestratigráfica de Europa occidental (Agustí et al., 2001), corresponde a las unidades MN9 y MN10 (11,1-8,7) M.a..

Vindoboniense; etapa del Mioceno superior establecido para la Paratetis, en el que dominan facies continentales y salobres. El Vindoboniense es una de las cinco etapas en las que Lapparents divide el Mioceno (de antiguo a moderno: Aquitaniense, Burdigaliense, Vindoboniense, Sarmalsaniense y Pontiense). Dentro del Vindoboniense, Lapparents reconocía dos subetapas, el Tortoniense y el Flelvetiense. Esta clasificación se aplica a material Mioceno marino, litoral o lacustre.

ENGLISH ABSTRACT

Introduction

The epicenters of the two destructive historical earthquakes in the Central Pyrenees, the *Ribagorça* (3.3.1373; Olivera et al., 2006) and the *Vielha* (19.11.1923; Susagna et al., 1994) earthquakes, were located in the Maladeta massif and surroundings.

This PhD thesis aims at locating and to characterizing the possible seismogenic sources in the area, which correspond to a peak in the microseismicity of the Pyrenean region according to Souriau et al. (2001). This work aims at broadening the knowledge of the seismic hazard in the region, so that it can be considered in seismic risk assessment. To date, the existence of seismogenic structures in the area has been discussed in only two works (Bordonau y Vilaplana, 1986; Moya y Vilaplana, 1995), but no detailed study has been performed (*chapter 1*).

Previous works and theoretical background

Reviewing the background papers on seismotectonics and neotectonics in the Pyrenees (*chapter 2*) has helped to better constrain the setting of the study area. Since the end of the Paleogene, the Pyrenean range can be considered as a low deformation zone, with deformation rates across individual structures of $\ll 1$ mm/a, an usually, $< 0,2$ mm/a. The post-orogenic activity has hardly been reflected in the geological records, which are very scarce for the Central and Western Pyrenees. The most recent instrumental data about focal mechanisms in Iberia (Vicente et al., 2008) suggests that the Pyrenees are dominated by extensional stresses.

For this reason, the study of neotectonics in the Pyrenees is confronted with problems derived from the geological record of low active faults. There are also other obstacles associated to high mountain environments that have to be dealt with, such as the high erosion rates, the small temporal observation window, often limited to postglacial times, and the morphologic convergence of several processes that generate rectilinear lineaments similar to the neotectonic scarps. Within these processes, we can distinguish the erosive processes and the active deformation (Eg., mass movements, postglacial crustal rebound, etc.). Active deformation is defined as any deformational process that offsets the surface of the Earth. Deformation usually takes place along preexisting discontinuities. These might correspond to active faults reflecting different processes that act simultaneously. Since the main goal of the thesis is to locate and characterize neotectonic and seismogenic faults, an important part of the work (*chapters 6 y 7*) focuses on understanding these processes, especially on slow gravitational slope deformation and postglacial elastic flexure of the crust. Several criteria to differentiate the role of these processes in the activity of faults in high mountain areas have been established as well. Reviewing the literature has led to propose a definition for the term “slow gravitational slope deformation” and a classification for it, based on a modification of the classification of Hutchinson (1988).

In the Pyrenees, as well as in similar settings, rectilinear lineaments might have any of the following origins:

<p>1. EROSION</p> <p><i>1.a With no displacement. Eg. : Linear feature of fluvial-glacial or periglacial .</i> <i>1.b With “just-apparent” displacement. Eg. : feature resulting from glacial sheeting.</i></p> <p>2. SLOW GRAVITATION SLOPE DEFORMATION</p> <p><i>2.1 Toppling (2.1.a With no displacement y 2.1.b With “just apparent” displacement).</i> <i>2.2 Lateral spreading</i> <i>2.3 Formation of a gravitational counterslope or antislope fault (always with real displacement).</i></p> <p>3. GLACIAL TECTONICS</p> <p><i>3.1 Elastic flexure of the superficial crust</i> <i>3.2 Isostatic compensation of the lithosphere</i></p> <p>4. NEOTECTONICS</p> <p><i>4.1 Main fault</i> <i>4.2 Secondary fault</i></p>

Method

The localization and characterization of possible seismogenic faults have been done by:

1. the analysis of the historical and the instrumental seismicity (*chapter 3*)
2. the identification and characterization, through the geological and geological study, of the features of the landscape (forms and deposits)
 - a. generated by the recent activity of faults.
 - b. offset by the recent movement of faults.
3. the identification of others processes of active deformation acting in the area and the assesment of their seismotectonic imprint.
4. the definition of the geometrical, kinematical and chronological characteristics of the active faults as well as their seismic parameters (*chapter 9*).

The steps 2, 3 and 4 of this work are developed in *chapter 4, 5 and 8*. Two types of approaches have followed the identification of two different types of structures: On one hand, the Norh Maladeta fault (NMF) and on the other, a set of numerous rectilinear lineaments developed in almost all the bedrock slopes of the massif.

Results and Conclusions

The North Maladeta fault (NMF)

The western end of the NMF as the seismogenic source has been identified with the method proposed by Gasperini et al. (1999) for the macroseismic analysis of the *Vielha* earthquake (19.11.1923, $M_w = 5,8$). The geomorphological expression of this fault can be traced along 17.5 km. The movement along the fault has a main normal component and has led to 1) the formation of a fault scarp preserved in faceted spurs, 2) the ~ 520 m maximum vertical displacement of peneplain surfaces recognized throughout the region and 3) the formation of a half-graben, the *Prüedo* basin, in the hanging-wall of the fault.

The characterization of the infill and the geometry of the basin were done through a stratigraphic and paleontological study and through the performance of a magnetotelluric survey, respectively. In this way, a maximum vertical throw 489 ± 1 m has been ascribed to the fault since the Upper Miocene, and probably, since vallesian times (11,1-8,7 M.a.). This throw is in agreement with vertical movements inferred for the last 20 M.a. from thermo-chronological data in the Central Pyrenees in Gibson et al. (2008). The dating of the *Prüedo* deposits leads to a minimum age for the origin of the local peneplain surfaces and makes it possible to calculate the slip rate for the NMF of (0,04 - 0,09) mm/a averaged since the Upper Miocene. This slip rate value, together with the geomorphological trace of the faults, leads to a recurrence period ranging from entre 9,8-22,1 ka for the maximum magnitude earthquake attributed to the fault, $M_w = 6.3$

Bedrock rectilinear lineaments

The systematic study of hundreds of scarps in the bedrock slopes of the massif has led to recognize that the erosion has strongly determined their appearance. Eleven cases of slow gravitation slope deformation have been identified on the basis of the assemblage of features, the continuity and location of the scarps in the slopes and the structural characteristics. Ten of these cases have average dimensions of 0,5 – 5 km² and are aligned along a WNW-ESE direction concurring with a high seismicity band. The other case, documented in the Aneto massif, affects an area of ~ 38 km² and seems to correspond to deep-seated gravitational slope deformation (DGSD), involving the displacement of the massif to the N. The observed offset is concurrent with analogical models developed by other authors for glaciated massifs with a “dogtooth” shape (Kinakin y Stead, 2005) and DSGD controlled by a main discontinuity strongly dipping towards the interior of the massif (Eg. Chemenda et al., 2005). In the Aneto massif, this discontinuity corresponds to the *Coronas* fault, and favors to the displacement of the massif towards the opposite slope (*Aigualluts* area). The analysis of the morphometry of the *Coronas* fault and the faults of the *Rius-Cabanes* system (all of them with lengths > 4 km and throws > 10 m) has allowed to identify the active faults with a probable neotectonic origin. Besides the NMF, these faults have to be considered as possible seismic source of the 1373 earthquake, and accordingly, as faults capable of generating destructive earthquakes in the future.

Seismic risk and other geological risks

The Gutenberg-Richter relationship (magnitude vs. frequency) for $M \geq 2$ which occurred in the study area during the period 1989-2005 is characterized by a value of $b = 1,1$ concurrent with most seismic regions. a recurrence period of $T_r = 16$ years for events $M \geq 4$, that matches with the seismic record of the last 55 years, and of $T_r = 210$ years and $T_r =$

2655 years for events with $M \geq 5$ and $M \geq 6$, respectively, can be inferred from this relationship. These data, together with the seismic parameters for neotectonic faults (detailed above), should help to determine the seismic risk in the region accurately. Since the occurrence of $M \geq 5.5$ in the region is probable, we highly recommend that all edifications in the area be seismically resistant. Especial care should be put on those edifications whose rupture might be catastrophic (Eg. water dams).

The cases of slow gravitational slope deformation documented in this thesis should be considered as bearing a potential geologic risk. (*chapter 9*). This risk is associated to the fact that the movement of the slopes might affect infrastructures that cross or are firmly settled in them as well as their possible evolution into a rock avalanche.

Implications in the morphotectonic evolution of the Central Pyrenees.

The geological and geomorphological study carried out for neotectonic purposes has provided additional data (*chapter 9*). The presence of peneplain surface relicts in the area has been verified and their formation has been constrained to times prior to the Upper Miocene. These surfaces were documented by geologists of the Leidse school in the 60's (Eg. Kleinsmiede, 1960, Zandvliet, 1960), but this work was recently questioned by some researchers has been recently questioned by some researches (Eg. Gibson et al. 2007, Calvet y Gunell, 2008). The existence and preservation of these surfaces should be taken into account in the morphotectonic evolution of the Central Pyrenees.

About the causes leading to neotectonic activity, the formation of normal faults in the core of the Pyrenees might be the result of a predominance of vertical movements related to the cessation of the convergence between Iberia and Eurasia. The reactivation of the NMF since, at least, the Upper Miocene is a consequence of a postorogenic extensional stress regime. The progress of such activity to the present in this and other normal faults in the Pyrenees, (Eg. Ruiz et al., 2006) is in agreement with the active tectonic stresses derived from earthquake focal mechanisms by Olaiz et al. (2006) and Vicente et al. (2008).

BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, E., 2006. Estudio geomorfológico y estimación de la susceptibilidad a flujos de derrubios y desprendimientos de rocas en el valle de Benasque. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza
- Adhikary, D.P, Dyskin, A.V., Jewell, R.J. y Stewart, D.P., 1997. A study of the mechanism of flexural toppling failure of rock slopes. *Rock mechanics and rock engineering*, 30 (2), 75-93.
- Agliardi, F., Crosta, G. y Zanchi, A., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformations kinematics, *Eng. Geol.*, 59, 83-102.
- Agustí, J. y Roca, E., 1987. Síntesis Biostratigráfica de la fosa de la Cerdanya (Pirineos Orientales). *Estudios Geológicos*, 43(521), 529.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M., Krijgsman, W., Oms, O. y Parés, J.M., 2001. A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth Sc. Rev.*, 52, 247-260.
- Agustí, J., Oms, O., Furió, M., Pérez-Vila, M.J. y Roca, E., 2006. The Messinian terrestrial record in the Pyrenees: The case of Can Vilella (Cerdanya Basin). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 238, 179-189. doi:10.1016/j.palaeo.2006.03.024.
- Alasset, P.J., 2005. Sismotectonique et identification des sources sismiques en domaine à déformation lente: cas des Pyrénées Occidentales et des Alpes du Nord (France). Le Tsunami créé par le séisme de Zemmouri (MW=6.9, Algérie) du 21 Mai 2003. Tesis de doctorado. Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 214 pp.
- Alasset, P.J. y Meghraoui, M., 2005. Active faulting in the western Pyrénées (France): Paleoseismic evidence for the late Holocene ruptures. *Tectonophysics*, 409, 39-54.
- Alonso, V. y Corte, A.E., 1992. Postglacial fracturing in the Cantabrian Cordillera (NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36, 479-490.
- Álvarez-Ramis, C. y Golpe-Posse, J.M., 1981. Sobre la paleobiología de la cuenca de Cerdanya (depresiones pirenaicas). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geol.)*, 9, 31-44.
- Ambrosi, C. y Crosta, G.B., 2006a. Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. En: *Large landslides; dating, triggering, modelling, and hazard assessment*. (Crosta, G.B y Clague, J.J., editores). *Engineering Geology*, 83, 1-3, pp. 183-200.

- Ambrosi, C. y Crosta G.B., 2006b. Geomorphological and geotechnical constrains on large slope deformations, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 04178.
- Ampferer, O., 1939. Über einige Formen der Bergzerreiung. *Sitzungsberichte d. mathem.-naturw. Kl., Abt I*, 148.Bd., 1.u.2. Heft., 1-14.
- Anad3n, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P.F., Sol3 Sugranyes, Ll., 1979. Evoluci3n tectonoestratigr3fica de los Catal3nides. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 242-270.
- Anderson, J.G., Wesnousky, S.G. y Stirling, M., 1996. Earthquake size as a function of fault slip rate. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86, 683-690.
- Angell, M., Hanson, K., Crampton, T., Coppersmith, K., Wood, T. y Peregoy, W., 1997. Evaluation of the Capability of Inferred Faults at the Rocky Flats Environmental Technology Site, Colorado AGU 1997 spring meeting, *Eos, Transactions, America Geophysical Union*.
- Arranz, E., 1997. Petrología del macizo granítico de La Maladeta (Huesca-L3rida): estructura, mineralogía, geoquímica y petrog3nesis. Tesis de doctorado, Univ. De Zaragoza, 319 pp.
- Arranz, E. y Lago, M., 2004. El plutonismo sin- y tardi-varisco en los Pirineos. En: Libro: *Geología de España* (Vera, J.A., editor) SGE-IGME, Madrid, pp. 263-266.
- Arthaud, F. y Pistre, S. 1993. Les fractures et les pal3ocontraintes du granite hercynien de Millas (zone axiales des Pyr3n3es): un cas d'etude de la tectonique cassante d'un aquif3re de socle. *Geodin. Acta*, 6(3), 187-201.
- Augustinus, P.C., 1995. Glacial valley cross-profile development: the influence of in situ rock stress and rock mass strength, with examples from the Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology*, 14: 87-97.
- Axelrod, D.I., Al-Shehbaz, I., Raven, P., 1996. History of the modern flora of China. In: Zhang Aoluo, Wu Sugong (Eds.), *Floristic characteristics and diversity of East Asian plants*. Springer-Verlag, pp. 43-55, Berlin.
- Babault, J., 2004, Dynamique de l'3rosion dans une chaîne de montagnes: Influence de la s3dimentation de piedmont: L'exemple des Pyr3n3es, Tesis Doctoral, Univ. de Rennes 1, Rennes, France, 218 pp.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S. y Crave, A., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. *Tectonics*, 24(2), TC2010, doi: 10.1029/2004TC001697.
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S. y Crave, A., 2006. Reply to comment by Yanni Gunnell and Marc Calvet on "Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain". *Tectonics*, 25 (TC3004).

- Babault, J., Bonnet, S., Babault, J., Bonnet, S., y Crave, A., 2007. High elevation of low relief surfaces in mountain belts: Does it equate to post-orogenic surface uplift? *Terra Nova*, 19 (4), 272–277, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00746.x.
- Babault, J., Bonnet, S., Ruiz, G., Babault, J. y Bonnet, S., en prensa. A comment on 'Late-to post-orogenic exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling' by M. Gibson, H. D. Sinclair, G. J. Lynn and F. M. Stuart. *Basin Research*.
- Bachmann, D., Bouissou, S. y Chemenda, A., 2004. Influence of weathering and pre-existing large scale fractures on gravitational slope failure: insights from 3-D physical modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, 711-717.
- Bachmann, D., Bouissou, S., Chemenda, A., 2006. Influence of large scale topography on gravitational rock mass movements: new insights from physical modeling. *Geophysical Research Letters*, 33 (21) 1-4.
- Barrier, E., Chamot-Rook, N. y Giordano, G., 2004. Geodynamic map of the Mediterranean, Sheet 1: Tectonics and Kinematics. Commission for the geologic map of the world - CGMW/CCGM. Escala 1:13.000.000.
- Barrón, E., 1996a. Sesgos en la distribución de palinomorfos en el registro fósil. Ejemplos del lago mioceno de la Cerdaña (España). II Reunión de tafonomía y fosilización. Institución Fernando el Católico y Universidad de Zaragoza, G. Meléndez Hevia, M. F. Blasco Sancho, I. Pérez Urresti Eds., 47-54.
- Barrón, E., 1996b. Aspectos paleoecológicos de tres afloramientos de facies de abanicos aluviales del mioceno superior lacustre de la Cerdaña (España). *Estudios Palinológicos*, Universidad de Alcalá de Henares, B. Ruiz-Zapata Ed. 19-23.
- Barrón, E., 1997a. Estudio palinológico de la mina de lignito vallesiense de Sampsor (La Cerdaña, Lérida, España). *Revista Española de paleontología*, 12 (1), 91-101.
- Barrón, E., 1997b. Estudio palinológico de la mina de lignito Vallesiense de Sanavastre (La Cerdanya, Gerona, España). *Revista Española de Micropaleontología*, 29, 139-157.
- Barrón, E., 1999. Estudio paleobotánico del afloramiento vallesiense (Neógeno) del torrente de Vilella (La Cerdaña, Lérida, España). Aspectos taxonómicos y paleoecológicos. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 94 (3-4), 41-61.
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J. y Philippe, F., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, 105, 8121-8141.
- Beck, A.C., 1968. Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11 (1), 191-199.
- Beget, J.E., 1985. Tephrochronology of antislope scarps on an alpine ridge near Glaciare Peak, Washington, USA: *Arctic and Alpine Research*, 17, 143-152.

- Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F. J., Farber, D. y Flerit, F., 2002. Post-glacial history of the Sparta fault (Greece) determined by ^{36}Cl cosmogenic dating: Evidence for non-periodic earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, V. 10, 1029-2001.
- Benedetti, L., Finkel, R., King, G., Armijo, R., Papanastassiou, D., Ryerson, F. J., Flerit, F., Farber, D. y Stavrakakis, G., 2003. Motion of the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from ^{36}Cl cosmogenic dating, *Terra nova*, v.15, 118-124
- Bennett, M.R. y Glasser, N.F., 1997. *Glacial Geology. Ice Sheets and Landforms*. Ed Wiley (England), 363 pp.
- Bessedik, M., 1985. Reconstitution des environnements miocenes des regions nord-ouest mediterranneenes a partir de la palynologie. Tesis doctoral, Université des sciences et techniques du Languedoc, Académie de Montpellier, Montpellier, 162
- Bigot-Cormier, T., Braucher, R., Bourlès, D., Guglielmi, Y., Dubar, M. y Stéphan, J.F., 2005. Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 141-150.
- Blikra, L.H., Anda, E., Braathen, A., Stalsberg, K. & Longva, O., 2002. Rock avalanches, gravitational bedrock fractures and neotectonic faults onshore western Norway: Examples, regional distribution and triggering mechanisms. Geological Survey of Norway, Report no. 2002.016, 48 pp.
- Blumetti, A.M., Dramis, F., Gentili, B., Pambianchi, G., 1990. La struttura di Monte Alvagnano-Castel Santa Maria nell'area nurcina: aspetti geomorfologici e sismicità storica. *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, 13, 71-16.
- Blumetti, A.M., 1995. Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of the January-February 1703, central Italy, earthquakes, in Serva, L. and Slemmons, D.B. (eds.), *Perspectives in Paleoseismology: Assoc. Engin. Geol. Spec. Pub.*, 6, 83-100.
- Bordonau i Ibern, J., 1985. Estudi geomorfològic del sector sudoccidental de la Vall d'Aran : l'evolució quaternària de les valls dels rius Jòu i Nere, Tesis de Licenciatura no publicada. Universitat de Barcelona, 141 pp.
- Bordonau, J., 1992. Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial al Pirineu. *Geoforma Ediciones*, 251 p.
- Bordonau, J., y Vilaplana, J.M., 1986. Géomorphologie tectonique récente dans le Val d'Aran (zone axiale des Pyrénées Centrales, Espagne). *Rev. Géologie Dyn. Géog. Phys.* V. 27, sec 5, 303-310.
- Bourlès, D., Raisbeck, G.M. y Yiou, F., 1989. ^{10}Be and ^9Be in marine sediments and their potential for dating, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 443-452.

- Bovis, M.J., 1982. Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 804-812.
- Bovis, M.J., 1990. Rock-Slope Deformation at Affliction Creek, Southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 243-254.
- Bovis, M.J., 1991. Limits to common toppling: Discussion. *Can. Geotech. J.*, 28, 463-464.
- Bovis, M.J. y Evans, S.G., 1996. Extensive deformations of rock slopes in southern Coast Mountains, Southwest British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 44, 163-182.
- Briaies, A., Armijo, R., Winter, T., Tapponnier, P. y Herbeck, A., 1990. Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees. *Annales Tectonicae*, IV(nº1), 19-42.
- Broili, L. 1967. New knowledge of the geomorphology of the Vaiont slide slip surface. *Rock Mechanics and Engineering Geology*, 5, 38-88.
- Brook, M.S., Kirkbride, M.P., y Brock, B.W., 2004. Rock strength and development of glacial valley morphology in the Scottish Highlands and Northwest Iceland. *Geografiska Annaler*, 86 A (3), 225-234.
- Brückl, E., Zangerl, C. y Tentschert, E., 2004. Geometry and deformation mechanisms of a deep seated gravitational creep in crystalline rocks. *Proceedings of the ISRM Regional Symposium EUROCK 2004 & 53rd Geomechanics Colloquy, 7-9 October 2004*, p.229-232.
- Brune, J.N., 1968. Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. *Journal of Geophysical Research* 73, 777-784.
- Bukovanský, M. y Major, G.J., 2002. Twenty years of monitoring pipelines in landslides. *Proceedings of contributions for the European Conference on Landslides, Prague, Check Republic*, 507-516.
- Bull, W., 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains. A New Approach to Paleoseismology*. Blackwell Publishing, 316 pp.
- Burbank, D. y Anderson, R.S., 2001. *Tectonic geomorphology*. Ed. Blackwell Science, 274 pp.
- Cabrera, L., Roca, E. y Sanatanach, P., 1988. Basin formation at the end of a strike-slip fault: the Cerdanya Basin (eastern Pyrenees). *Jour. Geol. Soc., London*, 145, 261-268.
- Cabrera, L. y Calvet, F., 1996. Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El Camp half grabens (NW Mediterranean). En: P. Friend y C. Dabrio (eds): *Spanish Tertiary Basins: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, 97-105.

- Cadoppi, P., Giardino, M., Perrone, G. y Tallone, S., 2007. Litho-structural control, morphotectonics, and deep-seated gravitational deformations in the evolution of Alpine relief: A case study in the lower Susa Valley (Italian Western Alps). *Quaternary International* 171-172, 143-159.
- Calvet, M., 1985. Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées; l'exemple du horst des Albères. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, vol. 26, fasc. 2, pp. 119-130.
- Calvet, M. 1996. *Morphogénèse d'une Montagne Méditerranéenne: Les Pyrénées Orientales*, BRGM, Paris, 1177 pp.
- Calvet, M., 2004. The Quaternary glaciation of the Pyrenees. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology*. Elsevier, pp. 119-128.
- Calvet, M. y Gunnell, Y., 2008. Planar landforms as markers of denudation chronology: An inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geological Society Special Publication*, 296, 147-166.
- Campbell, M. R., 1896. The origin of some mountain scarps. *Science*, 3, 714-715.
- Capote, R., Vicente, G. de y González-Casado, J. M., 1991. An application of the slip model of brittle deformation to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations, *Tectonophysics*, 191, 399 – 409.
- Caputo, R., 2005. Stress variability and brittle tectonic structures. *Earth Science Reviews*, 70, 103-127.
- Carozza, J.M., Baize, S., 2004. Is the Fault Tet the result of Plio-Pleistocene tectonic activity or Pleistocene exhumation? *Comptes Rendus Geoscience*, 336 (3) 217-226.
- Carraro, F., 1993. Criteri per differenziare l'evoluzione recente di faglie. *Il Quaternario*, 6(1), 15-26.
- Carraro, F., Giardino, M., Giordan, D., y Martinotti, G., 2006. "Characterizing" factors of deep-seated gravitational slope deformations as tools for the interpretation of large slope instabilities' type and evolution. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 04966.
- Casanovas-Vilar, I., Moyà-Solà, S., Agustí, J. y Köhler, M., 2005. The geography of a faunal turnover: tracking the Vallesian Crisis. In: Elewa, A. (Ed.), *Migration in organisms: climatology, geography, ecology*. Springer-Verlag Publishers, Heidelberg, 247-301.
- Casas Sainz, A., 2007. Riesgos geológicos en los embalses de Yesa e Itoiz. En: *Jornadas Técnicas sobre Estabilidad de Laderas en Embalses*. Zaragoza del 11 al 13 de junio de 2007. Pp. 477-481. Ed. Confederación Hidrográfica del Ebro. Zaragoza.

- Cavallini, A., Crescenti, U., Dramis, F., Prestininzi, A. y Sorriso-Valvo, M., 1987. Tipologia e diffusione delle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia: prime valutazioni. *Mem. Soc. Geol. It.*, 37, 241-252.
- Clague, J.J. y Evans, S.G., 1994. A Gravitational Origin for the Hell Creek "Fault" British Columbia. *Geological Survey of Canada: Current Research*, 1994-A, 193-200.
- Clague, J.J. y James, T.S., 2002. History and isostatic effects of the last ice sheet in southern British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 21, 71-87.
- Coney, P. J., Muñoz, J. A., McClay, K. R. y Evenchick, C. A., 1996. Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *J. Geol. Soc. (London)*, 153, 9-16.
- Copons, R., 1994. Estudi geomorfològic del Massís de la Maladeta (alta conca de l'Ésera): el darrer cicle glacial i la petita edat del gel. Tesis de Licenciatura no publicada. Universitat de Barcelona, 117 pp.
- Copons, R. y Bordonau, J., 1996. El último ciclo glacial (Pleistoceno superior-Holoceno) en el macizo de la Maladeta (Pirineos Centrales). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 10, 55-66.
- Copons, R., Parés, J.M., Dinarès-Turell, J. y Bordonau, J., 1997. Sampling induced AMS in soft sediments: a case study in Holocene glaciolacustrine rhythmites from lake Barrancs (Central Pyrenees, Spain). *Phys. Chem. Earth* 22, 137-141.
- Corominas, J., 1989. Clasificación y reconocimiento de los movimientos de ladera. En: *Estabilidad de taludes y laderas naturales*, Monografía nº3 de la S.E.G., 1-30.
- Corominas, J., 1990. Influencia del glaciario cuaternario en la estabilidad de las laderas del Valle del Valira d'Orient (Andorra). I Reunión Nacional de Geomorfología, Teruel, vol. 2, 521-532.
- Corominas, J., 2004. Tipos de Rotura en Laderas y Taludes. En: *Ingeniería del Terreno Ingeoter4*. Ed: López Jimeno, Carlos. Universidad Politécnica de Madrid, pp.191-213.
- Corominas, J. y García Yagüe, A., 1997. Terminología de los movimientos de ladera. IV Simposio nacional sobre taludes y laderas inestables. Vol III, 1051-1072.
- Cowan, D.S., 1999. Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion. *Journal of Structural Geology*, 21 (8-9) 995-1001.
- Cowie, P. A., Roberts, G. P. y Mortimer, E., 2007. Strain localisation within fault arrays over timescale of 100-107 years – Observations, explanations and debates. In: Handy, M.R., G. Hirth, and N. Hovius, eds. *Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth*. Dahlem Workshop Report 95. Cambridge, MA: MIT Press, pp. 49-75.
- Crosta, G., 1996. Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals. *Geografía Física e Dinámica Cuaternaria*, 19, 297-313.

- Cruden, D.M., 1989. Limits to common toppling. *Can. Geotech. J.*, 26, 737-742.
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, in Turner, A.K. and Schuster, R.L., eds., *Landslides—investigation and mitigation: Washington, D.C.*, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247, pp. 36-75.
- Crusafont, M. y Truyols, J.F., 1960. Sur la caracterisation du Vallesien. *Verhandlungen des Com. Neog. Med. I Tagung in Wien*. Viena.
- Champagnac, J.D., Molnar, P., Anderson, R.S., Sue, C. y Delacou, B. 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*, 35, 195-198.
- Charlet, J.M., 1979. Le massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles), synthèse des données géologiques. *Ann. Soc. Géol. Belgique, Liège*, 102, 313-323.
- Chemenda, A., Bouissou, S., y Bachmann, D., 2005. Three-dimensional physical modeling of deep-seated landslides: New technique and first results, *J. Geophys. Res.*, 110, F04004, doi:10.1029/2004JF000264.
- Chighira, M., 1992. Long-term gravitational deformation of rock by mass rock creep. *Engineering Geology*, 32 (3) 157-184.
- Choukroune, P y Seguret, M., 1973. Carte structurale des Pyrénées. Univ. Sci. Tech. Languedoc, Ed. Elf-ERAP, Bousens, Francia.
- Choukroune, P., ECORS team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- D'Agostino, N., Chamot-Rooke, N., Funicello, R., Jolivet, L. y Speranza, F., 1998. The role of pre-existing thrust faults and topography on the styles of extension in the Gran Sasso range (central Italy). *Tectonophysics*, 292, 229-254.
- D'Alessio, M.A., Blythe, A.E., y Bürgmann R., 2003. No frictional heat along the San Gabriel fault, California: Evidence from fission-track thermochronology: *Geology*, v. 31, n. 6, p. 541-544.
- Dal Piaz, G.B., 1934. Su alcuni grandi scoscendimenti ad uncino osservati in Valle Aurina e in Val di Voze. *St. Trident. di Sc. Nat.*, 17, 3-18.
- Dalmayrac, B. y Molnar, P., 1981. Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth and Planetary Science Letters*, 55, 473-481.
- Davis, K., Burbank, D. W., Fisher, D., Wallace, S. Y Nobes, D., 2005. Thrust-fault growth and segment linkage in the active Ostler fault zone, *New Zealand Journal of Structural Geology*, 27(8), 1528-1546.

- Dawers, N.H., Anders, M.H., y Scholz, C.H., 1993. Growth of normal faults: Displacement-length scaling, *Geology*, 21, 1107-1110.
- Dawers, N.H. y Anders, M.H., 1995. Displacement-length scaling and fault linkage, *Journal of Structural Geology*, 17, 607-614.
- De Sitter, L.U., 1952. Pliocene uplift of Tertiary mountain chains, *Am. J. Sci.* 250, 297-307.
- De Sitter, L.U., 1954a. Note préliminaire sur la géologie du Val d'Aran. *Leidse Geol. Meded.*, 18, 272-280.
- De Sitter, L.U., 1954b. Gravitational gliding tectonics-an essay in comparative structural geology. *American Journal of Science*, 252, 321-344.
- De Sitter, L.U. y Zwart, H.J., 1962. Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, 1:50.000, sheet 1 Garonne. *Leidse Geol. Meded.*, 27, pp 191-236.
- Dehls, J., Olesen, O. Olsen, L., Blikra, L.H., 2000. Neotectonic faulting in northern Norway: the Stuoragurra and Nordmannvikdalen postglacial faults. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1447-1460.
- Delcaillau, B., Carrozza, J.M. y Font, M., 2004. Le segment nord de la faille de la Tet (Pyrénées-Orientales): fonctionnement néogène et implications géomorphologiques. *Bull.Soc.géol.France*, 175, 257-272.
- Delmas, M., 2005. Würmian glaciation in the Eastern Pyrenees. New chronological data and implications about the rates of erosion, Sixth International Conference on Geomorphology, sept. 7-11, 2005, Zaragoza, Session S1, Glacial and Periglacial Geomorphology, poster, Abstract volume p. 23.
- Densmore, A.L., Ellis, M.A. y Anderson, R.S. 1998. Landsliding and the evolution of normal fault-bounded mountains. *Journal of Geophysical Research*, 103, 15203-15219.
- Di Luzio, E., Saroli, M., Esposito, C., Bianchi-Fasani, G., Cavinato, G.P. y Scarascia-Mugnozza, G., 2004. Influence of structural framework on mountain slope deformation in the Maiella anticline (Central Apennines, Italy) *Geomorphology* 60 (2004) 417-432.
- Donville, B., 1973. Ages potassium-argon des roches volcaniques de la dépression de la Selva (Nord-Est de l'Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 277, 1-4.
- Dorofeev, P.I., 1963. *Tretichnye Flory Zapadnoi Sibiri*. Izdat. Akad. Nauk, Moscow/Leningrad. 343 pp.. Izdat. Akad. Nauk, Moscow/Leningrad. 343 pp.
- Dowrick, D.J. y Rhoases, D.A., 2004. Relations Between Earthquake Magnitude and Fault Rupture Dimensions: How Regionally Variable Are They? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 776-788.

- Dramis, F. y Sorriso-Valvo, M., 1983. Two cases of earthquake-triggered gravitational spreading in Algeria and in Italy. *R. Soc. Geol. It.*, 6, 7-10.
- Dramis, F. y Sorriso-Valvo, M., 1994. Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics. *Engineering Geology*, 38, 231-243.
- Dramis F., Gentili, B., Pambianchi, G. y Aringoli, D., 2002. La morphogenesis gravitativa nel versante adriatico marchigiano. *Studi Geologici Camerti, Nuova serie 1/2002*, 103-125. Hablan de un pueblo construido sobre una DGPL en el que la calle mayor sigue una fosa.
- Dramis, F. y Blumetti, A.M. 2005. Some considerations concerning seismic geomorphology and paleoseismology. *Tectonophysics*, 408, 177-191.
- Dubos, N., 2003. Contribution à l'évaluation du risque sismique dans les Pyrénées centrales, Tesis de doctorado, Université Paul Sabatier, Toulouse, 205 pp.
- Dubos, N., Sylvander, M., Souriau, A., Ponsolles, C., Chevrot, S., Fels, J.F. y Benahmed, S., 2004. Analysis of the 2002 May earthquake in the central Pyrenees, consequences for the evaluation of the seismic risk at Lourdes, France. *Geophys. J. Int.*, 156, 527-540.
- Dubos-Sallée, N., Nivière, B., Lacan, P. y Hervouët, Y., 2007. A structural model for the seismicity of the Arudy (1980) epicentral area (Western Pyrenees, France). *Geophys. J. Int.*, 171, 259-270 doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03499.x
- ECORS Pyrenees Team, 1988. The ECORS deep reflection seismic survey. *Nature* 311,508-511.
- Ego, F., Sébrier, M., Carey-Gailhardis, E. y Beate, B., 1996. Do the Billecocha normal faults (Ecuador) reveal extension due to lithospheric body forces in the northern Andes. *Tectonophysics*, 265, 255-273.
- Eisbacher, G.H., 1983. Slope stability and mountain torrents, Fraser Lowland and southern Coast Mountains, British Columbia: Geol. Assoc. Canada, Ann. Mtg., Victoria, BC, Fieldtrip Guidebook 19.
- Esposito, C., Martino, S. y Scarascia Mugnozza G., 2007. Mountain slope deformations along thrust fronts in jointed limestone: An equivalent continuum modelling approach. *Geomorphology*, 90, 55-72.
- Evans, N.G., Gleizes, G., Leblanc, D. y Bouchez, J.L., 1998. Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between deformation and contact metamorphism. *Journal of the Geological Society of London*, vol 155, 209-216.
- Evans, S.G y DeGraff, J.V. (Editors) 2002. Catastrophic landslides: effects, occurrences and mechanisms. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, v. 15, 412 pp.

- Evans, S.G. Scarascia-Mugnozza, G., Strom, A.L., y Hermanns, R.L., 2006. Landslides from massive rock slope failure. NATO Science Series IV, v. 49, Springer, Dordrecht, 662 pp.
- Fauquette, S., Suc, J.-P., Bertini, A., Popescu, S.-M., Warny, S., Bachiri Taoufiq, N., Perez Villa, M.J., Chikhi, H., Feddi, N., Subally, D., Clauzon, G. y Ferrier, J., 2006. How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 238, 281-301.
- Feda, J., 1973. Stability of natural slopes. Proc. 8th Int. Conf. Smfe., session 6, Oral discussion, Moscu.
- Fenton, C.H., 1992. Postglacial faulting in Scotland: an overview. In: Fenton, C., Editor. *Neotectonics in Scotland: A Field Guide*, University of Glasgow, Glasgow, pp. 4-15.
- Fernandez, O., 2004. Reconstruction of geological structures in 3D. An example from the southern Pyrenees. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona.
- Ferrer, P., Masana, E. y Santanach, P., 1999. Expresión geomorfológica de la actividad reciente de la falla de Amer (NE de la Península Ibérica). *Acta Geol. Hispa.* 29, 17-24.
- Ferrucci, F., Amelio, A., Sorriso-Valvo, M. y Tansi, C., 2000. Seismic prospecting of a slope affected by deep-seated gravitational slope deformation: the Lago Sackung, Calabria, Italy. *Engineering Geology*, 57, 53-64
- Firth, C.R. y Stewart, I.S., 2000. Postglacial tectonics of the Scottish glacio-isostatic uplift centre. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1469-1493.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J. y Baldwin, S.L., 1999. Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 157-170.
- Fleta, J.; Soro, M.; Giménez, J. y Suriñach, E. 1996. Red GPS para medidas geodinámicas en el Pirineo (ResPyr). *Geogaceta*, 20, 4, 992-995.
- Fleta, J., Santanach, P., Goula, X., Martínez, P., Grellet, B. y Masana, E., 2001. Preliminary geologic, geomorphologic and geophysical studies for the paleoseismological análisis of the AMER fault (NE Spain). *Netherlands Journal of Geosciences/ Geologie en Mijnbouw*, 80(3-4), 243-253.
- Fontboté, J.M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F. y Santanach, P., 1990. The Cenozoic evolution of the València trough (estern Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 3 (3-4), 249-259.
- Forcella F., Tibaldi A., Onida M., y Galadini F., 2001. Tecniche paleosismologiche per lo studio di deformazioni gravitative profonde di versante in ambiente alpino: esempi nella

- Valle del Foscagno e al Passo del Mortirolo (Alpi Centrali, Italia). En: *Tettonica Recente e Instabilità di Versante nelle Alpi Centrali*, (G. Pasquarè Ed.), Vol. Spec. CARIPLO, Milano, 103-149.
- Gallart, J., Olivera, C., Daignières, M. y Hirn, A., 1982. Quelques données récentes sur la relation entre fracture crustales et séismes dans les Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. géol. France* 24 (2), 293-98.
- Gallart, J., Daignières, M., Gagnepain-Beyneix, J. y Hirn, A., 1985. Relationship between deep structure and seismicity in the western Pyrenees. *Ann. Geofis.* 3 (2), 239-248.
- García Sáinz, L., 1940. Las superficies de erosion que preceden a los glaciares Cuaternarios del Pirineo Central y sus recíprocas influencias. *Estudios Geográficos*, 47-71.
- García-Sansegundo, J., 1991a. Estratigrafía y estructura de la zona Axial Pirenaica en la Transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça. Tesis de doctorado, Universidad de Oviedo. 339 pp.
- García-Sansegundo, J., 1991b. Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorza (Parte I). *Boletín Geológico y Minero* 102, 781-829.
- García-Sansegundo, J., 1992. Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorza (Parte II). *Boletín Geológico y Minero* 103, 42-93.
- García Sansegundo, J. 1996. Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France). *Journal of structural geology*, 18, 1315-1325.
- García Sansegundo, J. y Poblet, J., 1999. Discussion on syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between deformation and contact metamorphism, *Journal*, vol 155, 209-216. *Journal of the Geological Society of London*, vol 156, 651-652.
- García Sansegundo, J., 2004. Estructura varisca de los Pirineos. En: *Geología de España*, (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 254-258.
- Gasparini P. y Ferrari G., 1995. Stima dei parametri sintetici. En: *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*, Boschi E. (Eds) ING-SGA publ., 96-111.
- Gasparini P. y Ferrari G., 1997. Stima dei parametri sintetici: nuove elaborazioni. <http://ibogfs.df.unibo.it/user2/paolo/www/gasfer/gasfer.html>
- Gasparini, P., Bernardini, F., Valensise, G. y Boschi, E., 1999. Defining Seismogenic Sources from Historical earthquake Felt Reports. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 94-110.
- Gibson, M., Sinclair, H.D., Lynn, G.J. y Stuart, F.M., 2007. Late- to postorogenic

- exhumation of the Central Pyrenees revealed through combined thermochronological data and modelling. *Basin Research*, 19, 323-334.
- Giménez, J., Suriñach, E., Fleta, J., Goula, X., 1996. Recent vertical movements from high precision leveling data in Northeastern Spain. *Tectonophysics*, 263, 59-75.
- Giner, J.L., 1996. Análisis Neotectónico y Sismotectónico en el sector Centro-Oriental de la Cuenca del Tajo. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- Gómez, R., 2007. El desastre de Vaiont. Jornadas técnicas sobre la estabilidad de las laderas en embalses, Zaragoza. (http://oph.chebro.es/DOCUMENTACION/Congresos_Seminarios/Laderas2007/Ponencias/8%20Vaiont%20.pdf).
- González, M. y Goula, X., 2004. El projecte isard. *Horitzó* 5, 14-15.
- Goodman, R.E., y Bray, J.W., 1976. Toppling of rock slopes. En: *Rock engineering foundations and slopes*, Spec. Conf., ASCE, Boulder, Colorado, 2, 201-234.
- Gosse, J.C. y Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, v.20, 1475-1560.
- Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. y Carbon, D., 1999. Present and Recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308(4), 487-502.
- Gran Mitchell, S., Matmon, A., Bierman, P.R., Enzel, Y., Caffee, M. y Rizzo, D., 2001. Displacement history of a limestone normal fault scarp, northern Israel from cosmogenic ³⁶Cl, *Journal of Geophysical Research*, Vol.106, No. 3, 4247-4264.
- Grellet, B., Mio, O., Carbon, D., Colomina, I., Cushing, M., Fleta, J., Goula, X., Granier, T., Michel, C. y Souriau, A., 1993. Etude des déformations actuelles en relation avec l'activité sismique des failles: re'seau GPS (Global Positioning System) dans l'Est des Pyrénées. 3ème Colloque National AFPS, Saint Rémy-lès-Chevreuse, Vol. 1, St 1, pp. 1-10.
- Grellet, B., Phillip, H., Bousquet, J.C., Fleta, J., Escuer, J., Goula, X. y Granier, Th., 1994. Inversion de regime tectonique dans les Pyrenees Orientales depuis le Pliocene. Actes du Colloque GEOPROSPECTIVE, Paris, UNESCO, 289-298.
- Grollmund, B. y Zoback, M., 2001. Did deglaciation trigger intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone? *Geology*, 29 (2) 175-178.
- Gudmundsson, G.H., 1994. An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm Alpine deglaciation. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 87, 545-557.
- Guimerà, J., 1984. Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian peninsula. *Geol. Mag.* 5, 413-420.

- Gunnell, Y. y Calvet M., 2006. Comment on "Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain" by Julien Babault, Jean Van Den Driessche, and Stéphane Bonnet, Sébastien Castellort, and Alain Crave, *Tectonics*, 25, TC3003, doi:10.1029/2005TC001849.
- Gunnell, Y., Zeyen, H., Calvet, M., Carter, A. y Bricchau S., 2008. Lithospheric slab breakoff and topographic regrowth of the Eastern Pyrenees: linking surface morphology with subcrustal processes through thermochronology. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-00000.
- Gutiérrez, F.; Bruhn, R.L.; McCalpin, J.P.; Guerrero, J. y Lucha, P., 2007. Evidence of compressional active tectonics in Ragged Mountain Fault (Southern Alaska). *European Geosciences Union General Assembly. Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 01780.
- Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E. Coratza, P., Piacentini, D., Soldati M. y Beguería, S., 2008. Episodic displacement on a sacking scarp in Benasque Valley (Central Spanish Pyrenees). *Goe-Temas* 10, 1011-1014.
- Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E. Coratza, P., Piacentini, D., Soldati M. y Beguería, S., (en revisión). Late Quaternary episodic displacement on a sacking scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence?. *Geodinamica Acta*.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L., 1981. Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, XCII(II), 11-20.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Acosta, E., Rios, S., Guerrero, J. y Lucha, P., 2005. Geomorphology and geochronology of sacking features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 69, 298-314.
- Hampel, A. y Hetzel, R., 2006. Response of normal faults to glacial-interglacial fluctuations of ice and water masses on Earth's surface, *J. Geophys. Res.*, 111, B06406, doi:10.1029/2005JB004124.
- Hanks, T.C. y Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84(B5), 2348-2350.
- Hanson, K.L., Angell, M., Lettis, W.R., Kelson, K.I., y Baldwin, J.N., 1997a. Techniques for identifying faults and determining their origins; NRC-sponsored research. *Geological Society of America, annual meeting*. 29 (6), 71.
- Hanson, K.L., Swan, F.H., Wesling, J.R. y Kelson, K.I., 1997b. Quaternary Deformation Along the Criner Fault, Oklahoma: A Case Study for Evaluating Tectonic Versus Landslide Faulting. *AGU 1997 spring meeting, Eos, Transactions, America Geophysical Union*.
- Hendron, A.J. y Patton, F.D., 1985. "The Vajont Slide, a Geotechnical Analysis Based on New Geologic Observations of the Failure Surface," U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.

- Hermanns, R. L., Niedermann, S., Villanueva Garcia, A., Sosa Gomez, J y Strecker, M. R., 2001. Neotectonics and catastrophic failure of mountain fronts in the southern intra-Andean Puna Plateau, Argentina. *Geology* 29, 619-623.
- Herraiz, M., De Vicente, G. de, Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L. y Lucini, M., 2000. The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distribution in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19(4), 762-786.
- Hetzl, R., Niedermann, S., Tao, M., Kubik, P.W., Ivy-Ochs, S., Gao, B. y Strecker, M. R., 2002. Low slip rates and long-term preservation of geomorphic features in Central Asia, *Nature*, v.417, 428-432.
- Hippolyte, J.C., Brocard, G., Tardy, M., Nicoud, G., Bourlès, D., Braucher, R., Ménard, G., y Souffaché, B., 2006. The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surfaceruptures or gravitational sackung scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and ^{10}Be dating approach. *Tectonophysics*, 418 (3-4), 255-276.
- Hoth, S., Adam, J., Kukowski, N. y Oncken, O., 2006. Influence of erosion on the kinematics of bivergent orogens. Results from scaled sandbox simulations. In: Willett, N. Hovius, M. Brandon, D. Fisher eds., *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*, Geological Society of America Special Paper 398, Penrose Conference Series, p. 201–225, doi: 10.1130/2006.2398(12).
- Hürlimann, M., Ledesma, A., Corominas, J. y Prat, P.C., 2006. The deep-seated slope deformation at Encampadana, Andorra: Representation of morphologic features by numerical modelling. *Engineering Geology*, 83, 343-357.
- Hutchinson, J.N., 1988. General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology. En: C. Bonnard (Editor), *International Symposium on Landslide*, Lausanne, Switzerland, 3-35.
- Hutchinson, J.N., 1995. Deep-seated movements on slopes. *Memorie della societa geologica italiana*, 50, 149-166.
- ICC, 2006. *Bulletíns sismologic anuals, desde 1977 hasta 2005*.
- IGN, 2006. Catálogo sísmico. Servicio de información sísmica del Instituto Geográfico Nacional de España (<http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisIndice.jsp>).
- Jäckli, H.C.A., 1965. Pleistocene glaciation of the Swiss Alps and signs of postglacial differential uplift. *International studies of the Quaternary: Geological Society of America Special Paper*, 84, 153-157.
- Jacobi, R. y Fountain, J., 1997. Discrimination of tectonic and nontectonic faults; a case study involving 11 integrated AGU 1997 spring meeting, *Eos, Transactions, America Geophysical Union*, 78:316.

- Jahn A., 1964. Slopes morphological features resulting from gravitation. *Zeitschr. Geomorphol. Suppl.*, 5, 59-72.
- James, T.S., Clague, J.J., Wang, K., Hutchinson, I.I., 2000. Postglacial rebound at the Northern Cascadia Subduction Zone. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1527-1541.
- Jarman, D. 2006. Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83, 161- 182.
- Jelgersma, S., 1957. Investigaciones palinológicas de lignitos terciarios de Cerdaña y del Valle de Arán (Pirineos españoles). *Cursillos y Conferencias del Instituto Lucas Mallada*, 4, 159-162.
- Jiménez, M.J., García-Fernández, M. y el GSHAP Ibero-Maghreb Working Group, 1999. Seismic hazard assessment in the Ibero-Maghreb region. *Annali di Geofisica*, 42(6), 1057-1066.
- Jiménez, M.J., Giardini, D., Grünthal G. y Sesame Working Group, 2001. Unified seismic hazard modelling throughout the Mediterranean region. *Bollettino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, 42(1-2), 3-18.
- Jiménez-Moreno, G., 2005. Utilización del análisis polínico para la reconstrucción de la vegetación, clima y estimación de paleoaltitudes a lo largo del arco alpino europeo durante el Mioceno (21-8 Ma). Tesis Doctoral. Universidad de Granada, Spain, 313 pp.
- Jiménez-Moreno, G., 2006. Progressive substitution of a subtropical forest for a temperate one during the middle Miocene climate cooling in Central Europe according to palynological data from cores Tengelic-2 and Hidas-53 (Pannonian Basin, Hungary). *Review Palaeobotany and Palynology*, 142, 1-14.
- Jiménez-Moreno, G., Rodríguez-Tovar, F.-J., Pardo-Igúzquiza, E., Fauquette, S., Suc, J.-P. y Müller, P., 2005. High-resolution palynological analysis in late early-middle Miocene core from the Pannonian Basin, Hungary: Climatic changes, astronomical forcing and eustatic fluctuations in the Central Paratethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216 (1-2), 73-97.
- Jiménez-Moreno, G. y Suc, J.P. 2007. Middle Miocene latitudinal climatic gradient in western Europe: evidence from pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253, 208-225.
- Jiménez-Munt, I., Garcia-Castellanos, D., Negredo, A. M. y Platt, J. P., 2005. Gravitational and tectonic forces controlling postcollisional deformation and the present-day stress field of the Alps: Constraints from numerical modeling. *Tectonics*, vol 24, doi:10.1029/2004TC001754.
- John, B.E., 1988. The nature of alpine deformation in the late Hercynian Maladeta Massif, central Spanish Pyrenees. Abstracts of the Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, dedicated to Prof. J.M. Fontbote, pgn 74.

- Johnson, Ph.L. y Cotton, W.R., 2005. The Santiago Landslide and associated ridge-top graben (sackungen): Implications for paleoseismic studies. *Environmental and Engineering Geoscience*, 11, 5-15.
- Johnston, A.C., 1996. Seismic movement assessment of earthquakes in stable continental regions; II, Historical seismicity. *Geophysical Journal International*, 125, 639-678.
- Jomard, H., Guglielmi, y Lebourg, T., 2006. Coupling deep seated gravitational slope deformation (DSGSD) and geodynamical context: preliminary results from a regional study in the Argentera massif (Southern French Alps). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 04034.
- Jones, S.J., 2004. Tectonic controls on drainage evolution and development of terminal alluvial fans, southern Pyrenees, Spain. *Terra Nova*, 16, 121-127.
- Julià, R. y Santanach, P., 1980. Evolución tectónica de las fosas neógenas del litoral catalán. pp. 417-425. En: Santanach, P., Sanz de Galdeano, C. y Bousquet, J.C. (eds.). *Neotectónica de las regiones mediterráneas de España (Cataluña y Cordilleras Béticas)*. Bol. Geol. Min. 91(2): 417-440, Madrid.
- Jurado, M.J. y Müller, B., 1997. Contemporary tectonic stress in NE Iberia. New evidences from borehole analysis. *Tectonophysics*, 282(1-4), 99-115.
- Kanamori, H. y Allen, C.R., 1996. Earthquake repeat time and average stress drop. *Earthquake Source Mechanics*, AGU Geophysical Monograph 37, (Maurice Ewing 6).
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.
- Keefer, D.K., 1994. The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions. *Geomorphology*, 10, 265-284.
- Kellogg, K., S., 2001. Tectonic controls on a large landslide complex: Williams Fork Mountains near Dillon, Colorado. *Geomorphology*, 41, 355-368.
- Kellogg, K.S., 2004. Thrust-induced collapse of Mountains. An example from the "Big Bend" region of the San Andreas Fault, Western Transverse Ranges, California. U.S. Geological Survey Scientific Investigation Report 2004-5206, 16 pp.
- Kinakin, D. and Stead, D. 2005. Analysis of stress distributions in natural ridge forms: Implications for rock slope deformation mechanisms. *Geomorphology Journal*, 65, 85-100.
- Klarica, S., Hervouët, Y. y Bauer, J., 2001. Karst et extensions gravitaires d'altitude : le massif du Jaout (Pyrénées occidentales, France). *Geologica Belgica*, 4(3-4), 213-229.

- Kleinsmiede, W., 1960. Geology of the Valle de Aran (Central Pyrenees). *Leidse Geol. Mededel*, 25, 129-247.
- Kobayashi, K., 1956. Periglacial morphology in Japan. *Biul. Periglacialny*, 4, 15-36.
- Kohlbeck, F., Scheidegger, A.E., and Sturgul, J.R., 1979. Geomechanical Model of an Alpine Valley. *Rock Mechanics* 12, 1-14.
- Korup, O., 2004. Geomorphic implications of fault zone weakening: slope instability along the Alpine Fault, South Westland to Fiordland. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics* v. 47, 257-267.
- Korup, O., 2006. Effects of large deep-seated landslides on hillslope morphology, western Southern Alps, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, Vol, 111 F01018, doi:10.1029/2004JF000242.
- Krejčí, O., Baroň, I., Bíl, M., Jurová, Z., Bárta, J., Hubatka, F., Kašpárek, M., Kirchner, K. y Stach, J., 2002. Some examples of deep-seated landslides in the Flysch Belt of the Western Carpathians. *Proceedings of contributions for the European Conference on Landslides*, Praga, Check Republic, p. 373-380.
- Kubik, P.W., Ivy-Ochs, S., Masarik, J., Frank, M. y Schlüchter, C., 1998. ^{10}Be and ^{26}Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Köfels, Ötz Valley, Austria. *Earth and Planetary Science Letters* 161 (1-4), 231-241.
- Lagasquie, J.J. 1984. *Géomorphologie des granites : les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises*. Paris : Éditions du Centre national de la recherche scientifique, 374 pp.
- Lampre, F., 1998. Estudio geomorfológico de Ballibierna (Macizo de La Maladeta, Pirineo Aragonés): Modelado glacial y periglacial, Tesis de Licenciatura, Dep. de Geografía y Ordenación del territorio de la Universidad de Zaragoza, editado por el Consejo de Protección de la Naturaleza, 200 pp.
- Larrasoa, J.C., Ortuño, M., Parès, J.M., Birks, H., Valero-Garcès, B., Bordonau, J., Copons, R. (en revisión). Mineral magnetic identification of Late Holocene environmental variations and seismic events in proglacial sediments of Lake Barrancs (Maladeta Massif, Central Pyrenees, Spain). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*.
- Leblanc, D., Gleizes, G. y Bouchez, J.L., 1994. The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magnetostructural study. *Journal of Structural Geology*, 16, 223-235.
- Lebourg, T. Binet, S., Tric, E. Jomard, H. y El Bedoui, S., 2005. Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide. *Terra Nova*, 17, 399-406.

- Ledo, J.J., Ayala, C., Pous, J., Queralt, P., Marcuello, A. y Muñoz, J.A., 2000. New geophysical constraints on the deep structure of the Pyrenees. *Geophys. Res. Lett.*, 27(7), 1037-1040.
- Lettis, W.R., Kelson, K.I., Baldwin, J.N., Hanson, K.L. y Angell, M., 1997. Techniques for Identifying Faults and Determining Their Origins, AGU 1997 spring meeting, Eos, Transactions, America Geophysical Union.
- Lewis, C.J., Vergés, J. y Marzo, M., 2000. High mountains in a zone of extended crust: Insights into the Neogene-Quaternary topographic development. *Tectonics*, 19(1), 86-102.
- Linde, N. y Pedersen, L., B., 2004a. Evidence of electrical anisotropy in limestone formations using the RMT technique, *Geophysics*, 69, 909-916, doi:10.1190/1.1778234.
- Linde, N. y Pedersen, L., B., 2004b. Characterization of a fractured granite using radiomagnetotelluric (RMT) data, *Geophysics*, 69, 1155-1165, doi:10.1190/1.1801933.
- Lynn, G.J., 2005. Macrogeomorphology and erosional history of the postorogenic Pyrenean mountain belt. Tesis doctoral, University of Edinburgh.
- [Mabberley, D. J. 2000.](#) Mabberley's Plant-book: A Portable Dictionary of Plants, their Classifications, and Uses. Cambridge University Press.
- Machette, M.N., 2000. Active, capable, and potentially active faults- a paleoseismic perspective. *Journal of Geodynamics*, 29, 387-392.
- Mahr, T., 1977. Deep-Reaching Gravitational Deformations of High Mountain Slopes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 121-127.
- Mahr, T. y Nemčok, A., 1977. Deep-Seated Creep Deformations in the Crystalline Cores of the Tatry Mountains. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 104-106.
- Malgot, J., 1977. Deep-seated gravitational slope deformations in neovolcanic mountain ranges of Slovakia. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 106-109.
- Malusà, M.G. y Vezzoli, G., 2006. Interplay between erosion and tectonics in the Western Alps. *Terra nova*, 18 (2) 104-108
- Manighetti, I., King, G. C. P., Gaudemer, Y., Scholz, C. H. y Doubre, C., 2001. Slip accumulation and lateral propagation of active normal faults in Afar, J. *Geophys. Res.*, 106(B7), 13,667-13,696.
- Margielewski, W., 2006. Structural control and types of movements of rock mass in anisotropic rocks: Case studies in the Polish Flysch Carpathians. *Geomorphology*, 77, 47-68.

- Martí, J., Mitjavila, J., Roca, E. y Aparicio, A., 1992. Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics*, 103(1-4), 145-66.
- Martí, J., Pujadas, A., Ferrés, D., Planagumà, L. y Mallarach, J., 2001. El Vulcanisme. Guia De Camp De La Zona Volcànica De La Garrotxa. Ed. Parc Natural de la Zona Volcànica de la Garrotxa, 106 pp.
- Martín-Closas, C., Permanyer, A. y Vila, M.J., 2005. Palynofacies distribution in a lacustrine basin. *Geobios*, 38, 197-210.
- Martinetto, E., 2001. Come raccogliere e conservare i frutti (fossili!). *Paleoitalia*, 3, 4-10.
- Martínez de Pisón, E., 1989. Morfología glacial del valle de Bensaque (Pirineo Aragonés). *Eria*, 1989, 51-64.
- Masana, E., Villamarín, J. A., y Santanach, P., 2001. Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: The El Camp fault (Tarragona, northeastern Iberian Peninsula), *Acta Geol. Hispanica* 36(3-4), 329-354.
- Mattauer, M. y Seguret, M., 1966. Sur le style des deformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. Paris*, 1, 10-13.
- Mattauer, M. y Seguret, M., 1971. Les relations entre la chaîne pyrénéenne et le Golfe de Gascogne. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Ed. Tecnip, Paris. IV4.1-IV4.24
- Mauffret, A., Durand-de-Grossouvre, B., dos-Reis, A.T., Gorini-C., Nercessian, A., 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (western Mediterranean). *Journal of Structural Geology*, 23 (11), 1701-1726.
- McCalpin, J.P., 1996. *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego, 588 pp.
- McCalpin, J.P., 1999a. Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarplike landforms in mountainous regions. *Techniques for identifying faults and determining their origins*, U.S. Nuclear Regulatory Commission, NUREG/CR-5503, Appendix A, pp A122-A142.
- McCalpin, J.P., 1999b. Episodic earthquake-induced movement on the Stillwater scarp "sackung", central Nevada. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 31, 7, 474.
- McCalpin, J.P. e Irvine, J.R., 1995. Sackungen at the Aspen Highlands Ski Area, Pitkin County, Colorado. *Environmental and Engineering Geoscience*, 1(3): 277-290
- McCalpin, J.P. y Hart, E.W., 2002, Ridge-top spreading features and relationship to earthquakes, San Gabriel Mountains Region, Southern California - Part A: Distribution

- and description of ridge-top depressions (sackungen), in Hart, E.W. (ed.), Ridge-Top Spreading in California: California Geological Survey, Open-File Report, 1 CD-ROM.
- McNeice, G.W. y A.G. Jones, 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric. *Geophysics*, 66, 158-173.
- McSaveney M.J. y Davies, T.R., 2004. Does the big question have an answer? - potential landslide size.. Abstract volume, NATO Advanced Research Workshop: Security of Natural and Artificial Rockslide Dams. Evans SG, Strom A (eds), Bishkek, Kyrgyzstan, 7-13 June 2004.
- Meigs, A. J. y Burbank, D. W., 1997. Growth of the South Pyrenean orogenic wedge. *Tectonics* 16 (2), 239-258.
- Mencl V., 1968. Plastizitätslehre und das wirkliche Verhalten von Gebirgsmassen. *Felsmech. Ing.-Geol. (Suppl.) IV*, pp. 1-8.
- Mercier, J.L., Armijo, R., Tapponnier, P., Carey-Gailhardis, E., Lin, H.T., 1987. Change from Late Tertiary compression to Quaternary extension in Southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics* 6 (3), 275-304.
- Meyer, B., Lacassin, R., Brulhet, J. y Mouroux, B., 1994. The Basel 1356 earthquake: which fault produced it? *Terra Nova* 6, 54-63.
- Meyer, B., Sébrier, M., Dimitrov, D., 2006. Rare destructive earthquakes in Europe: The 1904 Bulgaria event case, *Earth Planet. Sci. Lett.* 253 (3-4) 485-496 doi:10.1016/j.epsl.2006.11.011.
- Mianes, A., 1955. Les anciens glaciers des Pirenes garonnaises. *Pirineos*, tomo XI (35-38), 5-76.
- Middleton, R., Brown, L., Dezfouly-Arjomandy B. y Klein, J., 1993. On ^{10}Be standards and the half-life of ^{10}Be . *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 82, 399-403.
- Millar, D.J. y T. Dunne 1996. Topographic perturbations of regional stresses and consequent bedrock fracturing. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 101, 25523-25536.
- Mollard, J.D., 1977. Regional landslide types in Canada. *Reviews in Engineering Geology* v.3, 29-56.
- Molnar, P. y Tapponnier, P., 1978. Active tectonics of the Tibet. *Journal of Geophysical Research*, v. 83, 5361-5374.
- Molnar, P. y Lyon-Caen, H., 1988. Some simple physical aspects of the support, structure, and evolution of mountain belts. *Geological Society of America Special Paper*, 218, 179-207.

- Molnar, P. y England P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: Chicken or egg?, *Nature*, 346, 29-34.
- Moore D.P., Rpley, B.D. y Groves, K.L., 1992. Evaluation of Mountainslope deformation at Wahleach . *Geotechnique and Natural Hazards*, Bitech Publishers, Vancouver, British Columbia, pp. 225-236.
- Morelli A., y Barrier E., 2004. Geodynamic map of the Mediterranean, Sheet 2: Seismicity and tectonics. Commission for the geologic map of the world - CGMW/CCGM . Escala 1:13.000.000.
- Mörner, N.A. 1995. Paleoseismicity – the Swedish case. *Quaternary Internacional*, 25, 75-79.
- Morris, R.G., Sinclair, H.D. y Yelland, A.J., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Research*, 10(1), 69-85.
- Moya, J., Vilaplana, J.M., 1992. Tectónica reciente en el Macizo de la Maladeta, sector del Alto Esera (Pirineo Central). In: Cearreta, A, Ugarte, F.M. (Eds.), *The Late Quaternary in the Western Pyrenean region*. Servicio Editorial Universidad del País Vasco, Bilbao, Spain, 385-403.
- Muir-Wood, R., 1989. Extraordinary deglaciation reverse faulting in northern Fennoscandia. In: Gregersen, S., Basham, P.W. (Eds.), *Earthquakes at North Atlantic Passive Margins: Neotectonics and Postglacial Rebound*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 141-173.
- Muir-Wood, R., 1993. A review of seismotectonics of Sweden. SKB Technical Report 93-13, 225 pp.
- Muir-Wood, R., 2000. Deglaciation Seismotectonics: a principal influence on intraplate seismogenesis at high latitudes? *Quaternary Science Reviews* 19, 1399-1411.
- Müller, B., Wehrle, V., Zeyen, H. y Fuchs, K., 1997. Short-scale variations of tectonic regimes in the western European stress province north of the Alps and Pyrenees. *Tectonophysics*, 275, 199-219.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In: *Thrust Tectonics*, McClay, K.R. (Ed.). Chapman y Hall, London, pp. 235-246.
- Muñoz, J.A., 2002. Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. Tectonic setting; The Pyrenees. En: *Geology of Spain*, W. Gibbons y T. Moreno Eds., Geol. Soc (London), 370-385.
- NCSR-02, 2002, Norma de construcción sismorresistente NCSE-02. Parte General y Edificación. Anexo al Real decreto 997/2002 de 27 de septiembre. BOE núm. 244. Sábado 11 de octubre de 2002. pp. 35898-35967.

- Nemčok, A., 1972. Gravitational slope deformation in high mountains. Proc. 24th Int. Geol. Cong., Montreal, Sect. 13, 132-141.
- Nemčok, A., 1982. Landslides in the Slovak Carpathians (In Slovak, with an extent English resume) 319. Bratislava: VEDA SAV.
- Nemčok, A. y Baliak, F., 1977. Gravitational deformation in mesozoic rocks of the Carpatian mountain range. IAEG Bull.,16, 109-111.
- Nicol, A., Walsh, J., Berryman, K. y Nodder, S., 2005. Growth of a normal fault by the accumulation of slip over millions of years. *Journal of Structural Geology*, 27, 327–342.
- Nicolas, M., Santoire, J.P. y Delpech, P.Y., 1990. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in Western Europe. *Tectonophysics*, 179, 27-53.
- Nivière, B., Dubos-Sallée, N., Lacan, P. y Hervouët, Y., 2006. A structural model for the seismicity of the Arduy (1980) epicentral area (western Pyrenees, France). *Geophysical Research Abstracts*, 8.
- Nocquet, J.M. y Calais, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe. *Pure Appl. Geophys*, 161, 661-681.
- Nolan, J.M. y Weber, G.E., 1998. Evaluation of coseismic ground cracking accompanying the earthquake: Trenching studies and case histories. The Loma Prieta, California, earthquake of October 17, 1989; landslides. U.S. Geological Survey Professional paper 1551-C, 145-163.
- Noverraz, F., 1996. Sagging or deep-seated creep: fiction or reality. En: Senneset, K. (Ed.), *Proceed. of 7th Intern. Symp. on Landslides*, Trondheim. Balkema, Rotterdam, pp. 821-828.
- Ojeda, A., Atakan, K., Masana, E., Santanach, P., Jiménez, M.J. y García Fernández, M. 2002. Integration and influence of paleoseismic and geologic data for the seismic hazard evaluation in the Catalan coastal ranges, Spain. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 911-916.
- Olaiz, A., Vicente, G. de, Muñoz-Martín, A. y Vegas, R., 2006. Mapa de esfuerzos de Europa a partir de Mecanismos Focales calculados desde el Tensor de Momento Sísmico. *Geogaceta*, 40, 55-58.
- Olaiz, J.A., 2006. Inversión de esfuerzos tectónicos activos en Europa a partir de mecanismos focales calculados mediante el tensor momento sísmico. Diploma de Estudios Avanzados (DEA). Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, 82 pp.
- Olivera, C., Riera, A., Lambert, J., Banda, E. y Alexandre, P., 1994. Els terratrèmols de l'any 1373 al Pirineu. Efectes a Espanya i França. *Servei Geològic de Catalunya*, 220 pp.

- Olivera, C. y Fleta, J., 1996. Analysis of Microearthquakes (1986-1993) in Vielha Area, Axial Zone of the Central Pyrenees. European Seismological Commission, XXV General Assembly, Reykjavik, Iceland. 288-293.
- Olivera, C., Redondo, E., Riera, A., Lambert, J. y Roca, A., 1999. Problems in assessing focal parameters to earthquake sequences from historical investigation: The 1427 earthquakes in Catalonia. Procs. IX Asamblea Española de Geodesia y Geofísica, SIM2-07, 8 pp.
- Olivera, C., Redondo, E., Lambert, J., Riera Melis, A. y Roca, A., 2006. Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya. Institut Cartogràfic de Catalunya, Monografies nº30, 407 pp.
- Ondrášik, R., 2002. Landslides in the West Carpathians. Landslides, Proceedings of contributions for the European Conference on Landslides, Prague, Check Republic.
- Onida, M., 2001. Deformazioni gravitative profonde di versante: stato delle conoscenze e progresso delle ricerche in Italia. En: Tettonica Recente e Instabilità di Versante nelle Alpi Centrali, (G. Pasquarè Ed.), Vol. Spec. CARIPLO, Milano, 35-73.
- Onida, M.; Tibaldi, A.; Forcella, F. y Galadini, F., 2000. Analysis of deep-seated slope deformations by paleoseismic technique. En: Girard, J.; Liebman, M.; Breeds, Ch. y Doe, Th. Eds. Proceedings of the Fourth North American Rock Mechanics Symposium. Balkema. Rotterdam, 515-521.
- Onida, M.; Galadini, F. y Forcella, F., 2001. Application of paleoseismological techniques to the study of Late Pleistocene-Holocene deep-seated gravitational movements at the Mortirolo Pass (central Alps, Italy). Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw, 80, 209-227.
- Ortuño, M., 2004. "Datación mediante isótopos cosmogénicos: Teoría y aplicación a la paleosismología. Experiencia piloto en el Barranco de Ballibierna (Huesca)". Trabajo de investigación para optar al Diploma de estudios avanzados (DEA), Universidad de Barcelona, 52 pp.
- Ortuño, M., Queralt, P., Martí, A., Ledo, J., Masana, E., Perea, H. y Santanach, P., 2008. The North Maladeta fault (Spanish Central Pyrenees) as the Vielha 1923 earthquake seismic source: recent activity revealed by geomorphological and geophysical research. Tectonophysics (453), 246-262.
- Palumbo, L., Benedetti, L., Bourlès, D., Cinque, A. y Finkel, R., 2004. Slip history of the Mangola fault (Apennines, Central Italy) from ^{36}Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene. Earth and Planetary Science Letters, 225, 163-176.
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. y Santanach, P. 2006. Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. Quat. Sci. Rev. 25, 2937-2963.

- Paolucci, R., 2002. Amplification of earthquake ground motion by steep topographic irregularities. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 31: 1831-1853.
- Parise, M., Sorriso-Valvo, M. y Tansi, C., 1997. Mass movements related to tectonics the Aspromonte massif (southern Italy). *Engineering Geology* 47, 89-106.
- Paschinger, V. 1928. Untersuchungen über dopplegrate, *Zeitschrift für Geomorphologie* 3 (1928), pp. 204–236.
- Pasquarè, G., 2001. *Tettonica Recente e Instabilità di Versante nelle Alpi Centrali*, Vol. Spec. CARIPLO, Milano, 206 pp.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 289 pp.
- Patton, F.D. y Hendron, A.J.jr. 1974. General report on "Mass Movements". 2nd Int. Congr. IAEG, vol. 5, GR1-GR57.
- Pavlidis, S. y Caputo, R., 2004. Magnitude versus faults' surface parameters; quantitative relationships from the Aegean region. *Tectonophysics*, 380, 159-188.
- Pedersen, L. B. y Engels, M., 2005. Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor, *Geophysics*, doi:10.1190/ 1.1897032.
- Perea, H., 2006. Falles actives i perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de València. Universitat de Barcelona. Tesis doctoral no publicada, 374 pp.
- Perea H, Masana E, Santanach, P., 2006. A pragmatic approach to seismic parameters in a region with low seismicity: the case of eastern Iberia. *Nat. Hazards* 39, 451–477.
- Perea, H. y Atakan, K., 2007. Influence of slow active faults in probabilistic seismic hazard assessment: the northwestern margin of the Valencia trough. *Nat. Hazards*, 43 379-396. doi:10.1007/s11069-007-9135-0.
- Pérez-Vila, M.J, Fauquette, S, Suc J.P. y Bessedik, M, 2001. Palynological contribution to estimation of Mio-Pliocene altitude of eastern Pyrenees. En: Agustí J, Oms O (eds) Late Miocene to early Pliocene environments and ecosystems. Abstracts of the 2nd EEDEN Plenary Workshop Sabadell (Spain) 15–17 November 2001: 52–54.
- Persaud, M., 2002. *Active Tectonics in the Eastern Swiss Alps*. Tesis doctoral. University of Bern, Switzerland, 115 pp.
- Persaud, M. y Pfiffner, O.A., 2004. Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. *Tectonophysics*, 385, 59- 84.
- Philip, H., Bousquet, J.C., Escuer, J., Fleta, J., Goula, X. y Grellet, B., 1992. Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'Est des Pyrénées: implications sismotectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314 (Tectonique, série II), 1239-1245.

- Pous, J., Muñoz, J.A., Ledo, J.J. y Liesa, M., 1995. Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 217-220.
- Psutka, J.F., Ryder, J.M., Campbell, K.V., Simpson, G.D., 1995. Paleoseismic trenching of the Hell Creek Fault, Bridge River area, southwestern British Columbia. *Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting*. 20, p. 87.
- Radbruch-Hall D., Varnes, D. y Savage, W., 1976. Gravitational spreading of steep-sided ridges ("*Sackung*") in Western United States. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 14, 23-35.
- Radbruch-Hall D., 1978. Gravitational creep of rock masses on slopes. Chap. 17, In: Voight B. (ed.) "*Rockslides and Avalanches Natural Phenomenal*". Developm. in *Geotechnical Eng.ing*, 14, Elsevier Sc. Publ. Co., Amsterdam, 608-657.
- Rebaï, S., Philip, H. y Taboada, A., 1992. Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys.J.Int.*, 110, 106-140.
- Riemer, W., Locher, T. y Nuñez, I., 1988. Mechanics of deep seated mass movements in metamorphic rocks of the Ecuadorian Andes. *Proceedings of the International Symposium on Landslides, Lausanne, Suiza*. Vol. 5, 307-310.
- Rigo, A., Souriau, A., Dubos, N., Sylvander, M. y Ponsolles, C., 2005. Analysis of the seismicity in the central part of the Pyrenees (France), and tectonic implications. *Journal of Seismology*, 9, 211-222.
- Ringrose, R.S., 1989. Recent fault movement and palaeoseismicity in western Scotland. *Tectonophysics*, 163, 305-314.
- Ríos, L.M., Galera, J.M. y Baretino, D., 2002. Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja Benasque (nº180). Instituto Geológico y Minero de España, 78 pp.
- Rivera, L.A. y Cisternas, A., 1990. Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. Seism. Soc Am.*, 80, 600-614.
- Roberts, G. P., Cowie, P., Papanikoloau, I., y Michetti. A. M., 2004a. Fault scaling relationships, deformation rates and seismic hazards: an example from Lazio-Abruzzo region, central Italy. *Journal of Structural Geology*, 26, 377-398.
- Roberts, G. P., y Michetti, A. M., 2004b. Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault Systems: an example from Lazio-Abruzzo, central Italy. *Journal of Structural Geology*, 26, 339-376.
- Roca, E., 1996. The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell intamontane basins (Eastern Pyrenees). En: Friend, P. F., and Dabrio, C. J., eds., *Tertiary Basins of Spain*. The

- Stratigraphic Record of Crustal Kinematics, Cambridge University Press. World and Regional Geology, 114-119.
- Roca, E. y Guimerà J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 203-218.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L. y Marzo, M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the Central Catalan margin (North-western Mediterranean). *Tectonophysics*, 315, 209-229.
- Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracene, R., Verges, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Muñoz, J.A. y Zeyen H., 2004. Transect II; Aquitaine Basin, Pyrenees, Ebro Basin, Catalan Range, Valencia Trough, Balearic Block, Algerian Basin, Kabylies, Atlas, Saharan Platform. En: *The TRANSMED atlas; the Mediterranean region from crust to mantle; geological and geophysical framework of the Mediterranean and the surrounding areas.* (Cavaza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M. y Ziegler, P.A., editores). Sin paginar.
- Rodés, A., 2008. La última deglaciación en los Pirineos: datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be , y modelado numérico de paleoglaciares. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. 238 pp.
- Rodi, W. y Mackie, R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66, 174-187.
- Ruiz, M., 2007. Caracterització estructural i sismotectònica de la litosfera en el domini Pirenaico-Cantàbric a partir de mètodes de sísmica activa i passiva. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 354 pp.
- Ruiz, M., Díaz, J., Gallart, J., Pulgar, J. A., González-Cortina, J. M. y López, C., 2006. Seismotectonic constraints at the western edge of the Pyrenees: aftershock series monitoring of the 2002 February 21, 4.1 Lg earthquake. *Geophysical Journal International* doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02965.x
- Samardjieva, E., Payo, G., y Badal, J., 1998. Catalogue of Digital Historical Seismograms (1912–1962); Wiechert Seismograph, Geophysical Observatory of Toledo, National Geographical Institute, Madrid, Spain.
- Santacana, N. 1998. Estudi dels grans esllavissaments d'Andorra: Els casos del Forn i del vessant d'Encampadana. Barcelona, Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona, Tesis de licenciatura no publicada.
- Sanz de Siria Catalan, A., 1993. Datos sobre la paleoclimatología y paleoecología del Neógeno del Vallès-Penedès según las macrofloras halladas en la cuenca y zonas próximas. *Paleontologia i Evolució*, 26-27, 281-289.

- Savage, W.Z. y Varnes, D.J., 1987. Mechanics of Gravitational Spreading of Steep-Sided Ridges ("Sackung"). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 35, 31-36.
- Schaer, J.-P. y Jeanrichard, F., 1974. Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. *Eclogae Geol. Helv.* 67/1, 101– 119.
- Schlische, R.W., Young, S.S., Ackermann, R.V., y Gupta, A., 1996. Geometry and scaling relations of a population of very small rift-related normal faults. *Geology*, 24, 683 - 686.
- Schlunegger, F., y Hinderer, M., 2001, Crustal uplift in the Alps: Why the drainage pattern matters: *Terra Nova*, 13, 425-432, doi: 10.1046/j.1365-3121.2001.00374.x.
- Scholz, C.H., 1968. The frequency–magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58, 399–415.
- Scholz, C.H., 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*, Cambridge University Press, 439 pp.
- Schwartz, D.P. y Coppersmith, K.J., 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research*, Vol 89, Issue B7, 5681-5698.
- Sébrier, M., Mercier, J.L., Mégard, F., Laubacher, G. y Carey-Gailhardis, E., 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the stress in Central Andes of South Andes. *Tectonics*, 4(7), 739-780.
- Secanell, R., Goula X., Susagna, T., Fleta, J., Roca, A., 2004. Seismic hazard zonation of Catalonia, Spain, integrating random uncertainties. *Journal of Seismology*, 8, 25-40.
- Serrano, E., 1998. *Geomorfología del Alto Gállego (Pirineo Aragonés)*. Institución "Fernando el Católico" Eds., 501 pp.
- Serrat, D. y Vilaplana, J.M., 1992. El glaciariisme. En: *Història Natural dels Països Catalans*. Enciclopedia Catalana, volum, 439-460.
- Shimizu, F., Togo, M., y Matsuda, T., 1980. Origin of scarplets around Mt. Nogochigoro-Dake in the Japan Alps, Central Japan. *Geographical Review of Japan*, 53(8), 531-541.
- Siame, L., Braucher, R. y Bourlès, D., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in-situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société géologique de France*, 171/4, 383-396.
- Siame, L., Bellier, O., Sébrier, M., Bourlès, D., Leturmy, P., Perez, M. y Araujo, M., 2002. Seismic hazard reappraisal from combined structural geology, geomorphology and cosmic ray exposure dating analysis: the Eastern Precordillera thrust system (NW Argentina), *Geophys. J. Int.*, 150, 241-260.

- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cushing, M., Bourlès, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G. y Yiou, F., 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France), *Earth and Planetary Science Letters*, 220 (3-4), 345-364.
- Simpson, F. y Bahr, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*, Cambridge University Press, 2005, 270 pp.
- Sinclair, H. D., Gibson, M., Naylor, M. y Morris, G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. *American Journal of Science*, 305, 369-406.
- Siripunvaraporn, W. y Egbert, G., 2000. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65; 3, 791-803.
- Soeters, R. y Rengers, N., 1983. Dos ejemplos de hundimientos gravitacionales en los alrededores de Caldes de Bohi (Pirineos Leridanos). In: Ríos, J.M. (Ed.), *Libro Jubilar*, vol. 3. IGME, Madrid, 193-202.
- Solé Sabarís, L., 1957. Libro-guía de excursiones N1 (Pirineos) del V Congreso Internacional sobre geología del Cuaternario, INQUA, 52 pp.
- Sorriso-Valvo, M., 1984. Deep-seated gravitational slope deformations in Calabria (Italy). *Comm. Coll. Mouv. Terr.*, Caen, Série Doc. BRGM, 83, 81-90.
- Souriau, A. y Granet, M., 1995. A tomographic study of the lithosphere beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *Journal of Geophysical Research*, 100(B9), 18117-18134.
- Souriau, A. y Pauchet, H., 1998. A new synthesis of Pyrenean seismicity and its tectonic implications. *Tectonophysics*, 290, 221-244.
- Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J.-F., Douchain, J.-M. y Ponsolles, C., 2001. Sismotectonique des Pyrénées: principales contraintes sismologiques. *Bull.Soc.géol.France*, 172(1), 25-39.
- Spicer, R.A., Harris, N.B.W., Widdowson, M., Herman, A.B., Guo, S., Valdes P.J., Wolfe, J.A., Kelley S.P., 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 421, 622-624.
- Stewart, I., 2002. A rift at the Heart of Europe. En: *Issues in Risk Science 1*, Benefield Grieg Hazard research Centre publish, 19 pp.
- Stewart, I. S., Sauber, J. y Rose, J., 2000. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1367-1389.
- Stich, D., Ammon, C.J. y Morales, J., 2003. Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *J. Geophys. Res.* 108, 2148, doi:10.1029/2002JB002057.

- Stich, D., Serpelloni, E., Mancilla, F. L. y Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia – Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations, *Tectonophysics*, 426, 295 – 317, doi:10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Stini, J., 1941. Zur baueologische Vorbildung. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*. 93 (1), 45.
- Stirling, M., Rhoades, D. y K. Berryman 2002. Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92 (2), 812-830.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105, 23,753-23,759.
- Sturgul, J.R. y Grinshpan, Z., 1975. Finite-element model for possible isostatic rebound in the Grand Canyon. *Geology*, 3, 169-171.
- Suc, J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307, 429-432.
- Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J. y Tricart, P., 1999. Earthquake analysis reveals widespread extension in the core of the Western Alps. *Journal of Geophysical Research* 104, 25611-25622.
- Sue, C. y Tricart, P., 2002. Late-Alpine syncollisional extension in the core of the Western Alps inferred from faulting analysis. *Journal of the Geological Society (London)*, 159, 61–70.
- Susagna, T., Roca, A., Goula, X. y Batlló, J., 1994. Analysis of Macro seismic and Instrumental Data for the Study of the 19 November 1923 Earthquake in the Aran Valley (Central Pyrenees). *Natural Hazards*, 10, 7-17.
- Susan L. N, Hungr, O. y Evans., S. G., 2002. Large-scale brittle and ductile toppling of rock slopes. *Can. Geotech. J.*, 39(4), 773–788.
- Sylvander, M., 1999. Identifying an asperity through 3-D mapping of the frequency-magnitude distribution, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2657-2660.
- Tabor, R.W., 1971. Origin of Ridge-Top Depressions by Large-Scale Creep in the Olympic Mountains, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1811-1822.
- Tapponnier, P., Ryerson, F.J., Van der Woerd, J., Mériaux, A. y Lasserre, C., 2001. Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behaviour and earthquake hazard, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 333, Issue 9, 483-494
- Ter-Stepanian G., 1974. Depth creep of slopes. *IAEG Bull.*, 9, 97-102.

- Ter-Stepanian, G.I., 1977. Deep-Reaching Gravitational Deformation of Mountain Slopes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 87-94.
- Terzaghi, K., 1962. Stability of steep slopes in hard unweathered rock. *Geotechnique*, 12, 251-270.
- Thomson, S.C., 1996. Evidence supporting a non-tectonic origin for the Hell Creek "fault", southwestern British Columbia. Meeting of the Geological Society of America. Abstract with programs, vol 28, p A-157.
- Thompson, S.C., Clague, J.J., y Evans, S.G., 1997a. Probable Gravitational (Nontectonic) Origin for Two Conspicuous Ridge-top Scarps in the Southern Coast Mountains, British Columbia. AGU 1997 spring meeting, Eos, Transactions, American Geophysical Union.
- Thompson, S.C., Clague, J.J., y Evans, S.G., 1997b. Holocene activity of the Mt. Currie scarp, Coast Mountains, British Columbia, and implications for its origin. *Environmental & Engineering Geoscience*, 3(3), 329-348.
- Thorson, R.M., 2000. Glacial tectonics: a deeper perspective. *Quaternary Science Reviews* 19, 1391-1398.
- Tibaldi A. y Corazzato C., 2001. Evidenze strutturali, stratigrafiche e morfologiche di deformazioni recenti sul monte Berlinghera, lago di Mezzola, Alpi Centrali. En: *Tettonica Recente e Instabilità di Versante nelle Alpi Centrali*, (G. Pasquarè Ed.), Vol. Spec. CARIPLO, Milano, 91-102.
- Tibaldi A., Rovida A., Corazzato C., 2004. A giant deep-seated slope deformation in the Italian Alps studied by paleoseismological and morphometric techniques. *Geomorphology*, 58, 27-47.
- Tsujimura, T., 1932. Fault basins of North Japan. *Geographical Review of Japan*, 8: 641-658, 747-760, 977-992.
- Turnbull, J.M. y Davis, T.R.H., 2006. A mass movement origin for cirques. *Earth Surf. Process. Landforms* 31, 1129-1148.
- Turpeinen, H., Hampel, A., Karow, T. y Maniatis, G., 2008. Effect of ice sheet growth and melting on the slip evolution of thrust faults. *Earth and Planetary Science Letters*, 269(1-2), 230-241.
- Turu, V. y Planas, X., 2005. Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos orientales). VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia, Abstracts.
- Twidale, C.R. y Bourne, J.A., 2004. Neotectonism in Australia: its expressions and implications. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 3, 179-194.

- Ustaszewski, M., 2007. Neotectonics in the central and western Swiss Alps, tesis doctoral. Universidad de Bern, Suiza.
- Ustaszewski, M., Hampel, A. y Pfiffner, A., 2008. Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. *Swiss J. Geosci.*, DOI 10.1007/s00015-007-1249-1.
- Vacher, P. and Souriau, A., 2001. A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on gravity modelling, seismic images and petrological constrains. *Geophys. J. Int.*, 145, 460-470.
- Vakov, A., 1996. Relationships between earthquake magnitude, source geometry and slip mechanism. *Tectonophysics* 261 (1996) 97-113.
- Van Bemmelen, R.W., 1950. Gravitational tectogenesis in Indonesia. *Geol. en Mijnb.*, 12, 351-361.
- Varnes D.J., 1978. Slope movements. Types and processes. En: Schuster & Krizker (Eds) "Landslides: analysis and control". Transportation Research Board, National Academy of Sciences, vol. 176. Special Report, Washington D.C., 11-35.
- Varnes D.J., Radbruch-Hall D. y Savage W.Z., 1989. Topographic and structural conditions in area of gravitational spreading of ridges in the western united states. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1496, Washington, 1-28.
- Varnes, D.J., Radbruch-Hall, D.H., Varnes, K.L., Smith, W.K. y Savage, W.Z., 1990. Measurement of ridge-spreading movements (sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, 1975-1989: U.S. Geological Survey Open-File Report 90-543, 13 pp.
- Varnes, D.J., Coe, J.A., Godt, J.W., Savage, W.Z., y Savage, J.E., 2000, Measurement of ridge-spreading movements (Sackungen) at Bald Eagle Mountain, Lake County, Colorado, II: continuation of the 1975-1989 measurements using a Global Positioning System in 1997 and 1999: U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-205.
- Vergés, J., y Burbank, D. W., 1996. Eocene-Oligocene Thrusting and Basin Configuration in the Eastern and Central Pyrenees (Spain), En: Friend, P. F., and Dabrio, C. J., eds., *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*, Cambridge University Press. *World and Regional Geology*, 120-133.
- Vergés, J., Lewis, C. y Marzo, M., 1996. Drenaje fluvial y topografía ligados a extensión: NE de Iberia. *Geogaceta*, 20(4), 850-852.
- Vergés, J. y Sàbat, F., 1999, Constraints on the western Mediterranean kinematics evolution along a 1,000-km transect from Iberia to Africa., in Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., and Séranne, M., eds., *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*, Geological Society Special Publication, 156, p. 63-80.
- Vicente, G. de, Cloetingh, S., Muñoz-Martín, A., Olaiz, A., Stich, D., Vegas, R., Galindo-Zaldivar, J. y Fernández-Lozano, J., 2008. Inversion of moment tensor focal

- mechanisms for active stresses around Microcontinent Iberia: Tectonic implications. *Tectonics*, 27, TC1009, doi:10.1029/2006TC002093.
- Vidal-Romaní, J.R. y Twidale, C.R., 1998. Formas y paisajes graníticos, Servicio de publicaciones de la Universidade de Coruña, 411 pp.
- Vilaplana, J.M., 1983. Estudi del glaciariisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça. Dept. de Geomorfologia i Tectònica, tesis de doctorado, Universitat de Barcelona, 322 pp.
- Vilaplana, J., Serrat, D. y Bordonau, J., 1986. Formaciones sedimentáreas cuaternarias de origen glaciario en el Pirineo: Tillis, sedimentos glaciolacustres y glaciofluviales. In: Anadón, P., Cabrera, L. (Eds). Guía de las excursiones: XI Congreso español de sedimentología, Barcelona, 1.19-1.21.
- Walsh, J.J., Nicol, A. y Childs, C., 2002. An alternative model for the growth of faults. *Journal of Structural Geology*, 24, 1669-1675.
- Wang, C.W., 1961. The forests of China with a survey of grassland and desert vegetation. Maria Moors Cabot Foundation, 5, Harvard University, Cambridge, Massachusetts, 313 pp.
- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J., 1994; Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 974-1002.
- Wesnousky, S.G., 1986. Earthquakes, quaternary faults and seismic hazard in California. *Journal of Geophysical Research*, 91(B12), 12587-12631.
- Westaway, R., 1991. Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegen. *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 393-406.
- Wolfe, J. y Spicer, R., 1999. Fossil leaf character states: multivariate analysis. En: Fossil plant and spores, Jones, T.P. y Rowe, N.P. Eds. *The geological society*, 233-239.
- Zanchi, A., Crosta, G., Stelluti G. y Sterlacchini S., 2003. 3D geological modelling for slope stability problems. The case study of the Corno Zuccone sackung, Val Taleggio (Italy). *Mem. Soc. Geol. It.* 57, 585-594.
- Zandvliet, J., 1960. The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 25, 1-127.
- Záruba, Q. y Mencl, V., 1969. Landslides and their control. Amsterdam, London, New York: Elsevier, Prague: Academia.
- Zischinsky, U., 1966. On the deformation of high slopes. *Proc. 1st Conf. Int. Soc. Rock Mech.*, Lisbon, Sect., vol. 2, pp. 179-185.
- Zischinsky, U., 1969. Über Sackungen. *Rock Mechanics* 1, 1, 30-52.

Zreda, M. y Noller, J.S., 1998. Ages of prehistoric earthquakes revealed by cosmogenic ^{36}Cl in a bedrock fault scarp at Hebgen Lake, Science, v.282, 1097-1099.

Zwart, H.J., 1965. Geological map of the Paleozoic of the central Pyrenees. Leidse Geologische Mededelingen 33: 191-254.

Zwart, H.J., 1979. The Geology of the Central Pyrenees. Leidse Geol. Meded., 50, 74 pp.



Índice de siglas y símbolos

FNM	falla Norte de la Maladeta
DGPL	deformación gravitacional profunda de ladera
DGA	Diputación General de Aragón
IGC	Institut Geològic de Catalunya
ICC	Institut Cartogràfic de Catalunya
IGN	Instituto Geográfico Nacional de España
IGME	Instituto Geológico Minero de España
MDT	modelo digital del terreno
LRP	longitud de ruptura en profundidad
LRS	longitud de ruptura en superficie
AR	anchura de ruptura
D_{Mx}	desplazamiento máximo
D_{Md}	desplazamiento medio
M_o	momento sísmico
M_w	magnitud momento

geomorfología tectónica las palabras en
negrita dentro del texto son palabras
incluidas en el glosario.

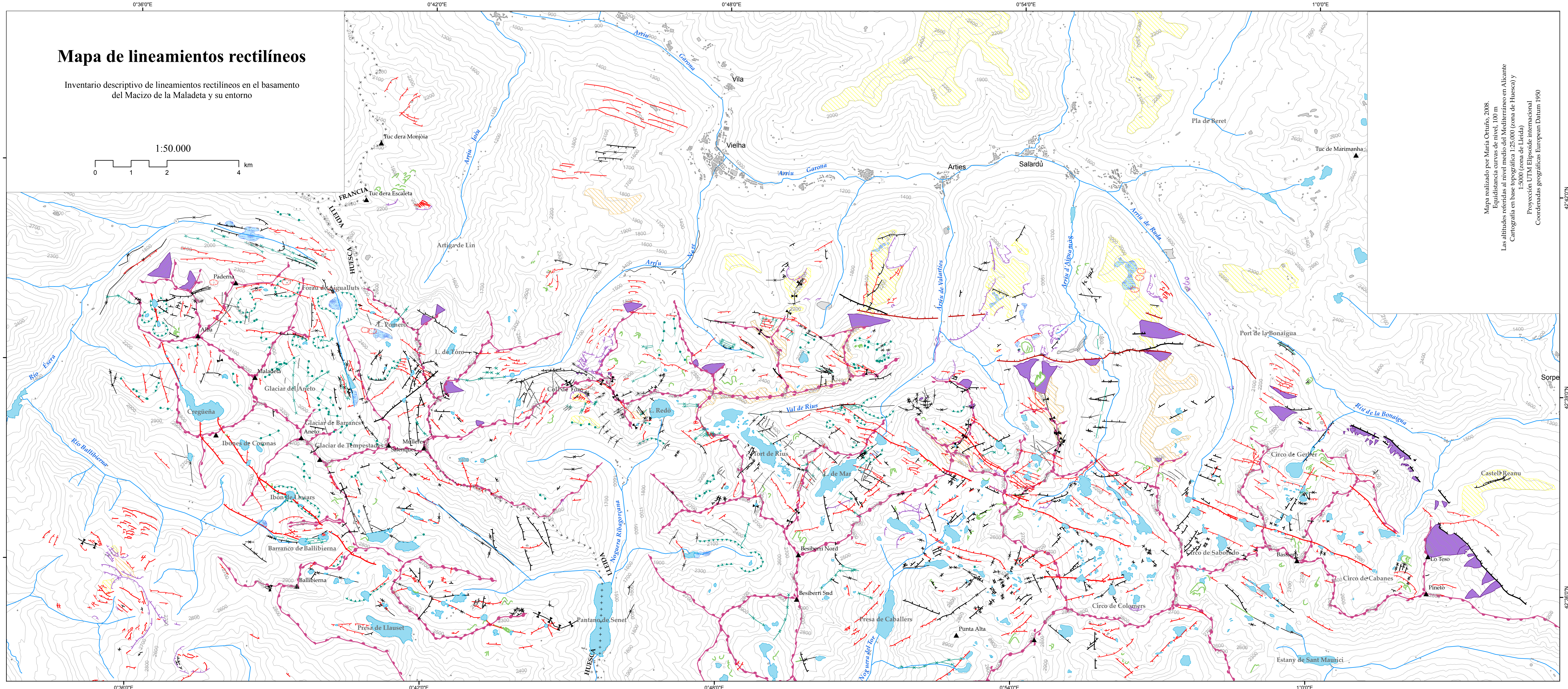
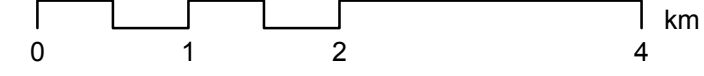
Val d'Aran

las palabras en cursiva
corresponden a palabras que
no están reconocidas por la
Real Academia de la Lengua
Española ni son términos
geológicos aceptados (Ej.:
topónimos locales o palabras
en otros idiomas).

Mapa de lineamientos rectilíneos

Inventario descriptivo de lineamientos rectilíneos en el basamento del Macizo de la Maladeta y su entorno












1:50.000





Mapa realizado por María Ontañón, 2008.
Escala gráfica en centímetros.
Las alturas están referidas al nivel del mar en Alicante.
Cartografía en base topográfica 1:25.000 (zona de Huesca) y
1:50.000 (zona de Lleida).
Proyección UTM Elipsoidal internacional.
Coordenadas geográficas European Datum 1980

Leyenda Anexo II
Mapa de lineamientos rectilíneos










Lineamientos geomorfológicos

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none">  Incisión fluvial  Lomo glaciar, fondo elevado o aborregado  Incisión glaciar  Cresta de glaciar rocoso  Morrena o cresta de till  Lineación no incidida | <ul style="list-style-type: none">  Escarpe de cabecera  Escarpe perpendicular a /a favor de la pendiente  Escarpe a contrapendiente  Doble cresta  FNM traza geomorfológica |
|---|--|

Marcadores planares







-  Superficie aplanamiento elevada
-  Superficie aplanamiento hundida

Otros

- | | | |
|---|--|--|
|  Lago |  Facetas triangulares |  + + + + Límite territorial |
|  Edificaciones |  Dolina |  >>>> Sobreexcavación glaciar |
|  Cima |  Circos principales |  Río |

Mapa Neotectónico de la falla Norte de la Maladeta

Símbolos adicionales

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none">  Material deslizado  Turbera o cubeta colmatada  Abanico aluvial o cono deyeccion | <ul style="list-style-type: none">  Terraza fluvial  Till  Divisoria de aguas |
|---|--|














Materiales geológicos

Leyenda Anexo I Mapa geológico

Cambrordovico

-  CO1 Areniscas y lutitas
-  CO2 Esquistos




Devónico

- | | |
|---|--|
|  D0 Rocas devónicas indiferenciadas |  D6 Calizas (L_M_Dv) |
|  D3 Pizarras y calizas de Entecada Barrados (L_Dv) |  D7 Calizas (U_M_DV) |
|  D2 Pizarras y calizas (L_Dv) |  D10 Calizas Montecorbisón y Auran (U_Dv) |
|  D4 Calizas Dalle AR (L_Dv) |  D8 Areniscas, lutitas negras y calizas (U_Dv) |
|  D16 Areniscas y lutitas negras (L_Dv) |  D15 Cuarcitas y pizarras negras de Sa Cal (U-Dv) |
|  D1 Areniscas (L_Dv) |  D11 Marmoles y dolomitas (U_Dv) |
| |  D5 Pizarras (L_M_Dv) |


Silúrico

-  S1 Pizarras

Carbonífero

-  C1 Calizas
-  C2 Pizarras y grauwacas
-  C3 Calizas La Tuca

Permotriásico

-  P1 Lutitas y areniscas metamorizadas

Neógeno

-  N1 Depositos de Priédo (Mioceno)

Rocas ígneas

-  G1 Granito
-  G2 Granito con dos micas y cordierita
-  Gp Granito porfiroide
-  Tb Tonalitas biotíticas
-  I1 Aplitas, pegamitas y microgranitos
-  L1 Granodiorita
-  G.d.t Gabros, dioritas y tonalitas
-  CGb_CD Cuarzogabro anfibólico y cuarzdiorita
-  G.N Granitoide

UB, Unidad Boi; UA, Unidad Aneto;
T, Tredós; A, Arties

Otros

-  Lago
-  + + + Limite territorial
-  # Cima

Lineaciones estructurales

-  Zona de cizalla
-  Falla alpina
-  Falla hercínica
-  Otras fallas