

MEMORIA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO
Y DE FORMACIONES SUPERFICIALES A
ESCALA 1.50.000 DE LA HOJA Nº 254 GÓSOL.

Joan Escuer

Jaume Casanovas

Octubre de 2001

**MEMORIA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO Y DE
FORMACIONES SUPERFICIALES A ESCALA 1.50.000 DE LA
HOJA N° 254 GÓSOL.**

ÍNDICE

1.	DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	3
2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	5
2.1	ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL	5
2.1.1	Enmarque morfoestructural.....	5
2.1.2	Unidades morfoestructurales	6
2.2	ESTUDIO DEL MODELADO	10
2.2.1	FORMAS ESTRUCTURALES	10
2.2.2	FORMAS FLUVIALES	12
2.2.3	FORMAS CARSTICAS	13
2.2.4	FORMAS POLIGENICAS	13
2.2.5	FORMAS DE LADERA	14
2.2.6	FORMAS GLACIALES	15
2.2.7	FORMAS ANTRÓPICAS	16
3.	LAS FORMACIONES SUPERFICIALES	17
4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA	24
5.	MORFODINAMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	28
6.	BIBLIOGRAFÍA CITADA	29

1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Gósol comprende casi en su totalidad las sierras prepirenaicas de Cadí, Port de Comte, Pedraforca, Serra del Verd y Serra d'Ensija lo que la convierte en una hoja de relieve muy abrupto. La Sierra de Cadí, de orientación este oeste, divide la hoja transversalmente en dos partes desiguales e incluye la cota máxima de la hoja a 2648 m manteniéndose por encima de 2500 m durante un recorrido de 13 km.

El sector meridional de la sierra del Cadí queda separado del Pedraforca (2174 m) y la Sierra de Cloterons (2178 m) por el valle de Josa, y más al oeste, del Cadinell (2111 m) y el Puig Galliner (1869 m) por el valle de Cornellana.

En la mitad meridional al suroeste de la Hoja se individualiza la Serra de Port de Comte (2383 m) entre los valles de la Vansa y el Cardener. La Serra del Verd (2288 m) junto a la de Les Comes (2240 m) quedan aisladas entre los valles de la Vansa, Cardener y L'Aigua de Valls.

La Serra de Ensija (2320 m) divide las aguas de la cuenca del Llobregat de las del Cardener y queda situada en un extremo del cuadrante suroriental de la hoja.

La red de drenaje pertenece a tres cuencas importantes. Los sectores norte y oeste de la hoja, drenados por el río de La Vansa, son subsidiarios del río Segre aunque este no aparece en la hoja. El sector oriental corresponde a la cuenca alta del río Llobregat y el Sector sur a la del río Cardener subsidiario del anterior.

Desde un punto de vista climático la hoja se encuentra inmersa en la zona mediterránea aunque la amplitud altitudinal permite la existencia de diferentes tipos de clima, en buena parte más cercanos a los de la Europa Central que no a los de la cuenca mediterránea. Una parte mayoritaria de la hoja se sitúa por encima de los 1000 m de altitud y la media de temperatura anual es igual o inferior a 10,5° C. En las zonas ubicadas por encima de los 1500 m los meses de invierno presentan temperaturas glaciales con temperaturas medias

mensuales inferiores a los 0° C. En conjunto se puede considerar que la mayor parte del territorio muestra un carácter subcontinental que, no obstante, se pierde en el sector suroriental de la hoja.

Las variaciones interanuales de las precipitaciones son muy grandes dependiendo de la situación del observatorio oscilando entre los 618-1280 mm anuales. Los espacios situados a cotas bajas presentan un clima húmedo templado sin ningún mes estival. Los sectores occidental y septentrional son de tipo subcontinental mientras que las zonas oriental y meridional son suboceánicas a causa de una influencia marítima más acusada faltando meses glaciales y áridos. En cotas superiores a los 1500 m el clima puede considerarse subalpino pasando a alpino en cotas superiores a los 1700 m.

2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

2.1 ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

2.1.1 Enmarque morfoestructural

En la hoja pueden diferenciarse dos grandes conjuntos morfoestructurales:

- En la zona central y meridional, los relieves mayoritariamente estructurales (Sierra de Prat de Comte, Cadí, Ensija, Serra del Verd y Macizo del Pedraforca) desarrollados sobre materiales de la cobertera mesozoica y cenozoica afectados por cabalgamientos y transportados como mantos de corrimiento que forman parte del denominado Prepirineo.
- Al norte de la Sierra del Cadí, los relieves desarrollados sobre materiales paleozoicos del zócalo al sur del río Segre.

Hoy se acepta ampliamente que el Pirineo meridional está constituido por dos niveles de mantos de corrimiento estructuralmente superpuestos: los mantos superiores y los mantos inferiores. Estos mantos involucran tanto materiales paleozoicos como mesozoicos y cenozoicos, afectando, en última instancia, a materiales que clásicamente se han venido asignando a la Depresión del Ebro. Por tanto la denominación Prepirineo posee un sentido más geográfico que geológico.

El Prepirineo estaría representado en la hoja por diversas sierras (Sierra de Prat de Comte, Cadí, Ensija, Serra del Verd y Macizo del Pedraforca). Cada una de ellas conforma una unidad de volumen de relieve individualizada y se encuentra separada de las contiguas por límites estructurales, cuyo reflejo morfológico se corresponde, a grandes rasgos, con áreas topográficamente deprimidas donde frecuentemente están instalados los ejes de drenaje y depósitos aluviales y coluviales.

El área situada al norte de la Sierra del Cadí, formada por materiales del zócalo, presenta un relieve con restos apreciables de superficies de erosión en las partes altas.

2.1.2 Unidades morfoestructurales

Los grandes volúmenes del relieve se describen por su relación con las unidades tectónicas y posición geográfica. En el ámbito de la hoja aparecen diversos mantos de corrimiento, según una secuencia de bloque inferior, donde se diferencian mantos superiores e inferiores. Los mantos superiores (mantos del Pedraforca superior e inferior), son anteriores a los inferiores (Manto del Cadí) de modo que estos últimos, en su movimiento transportaron a los primeros.

Morfológicamente esta disposición ha sido esculpida por los agentes externos, generándose relieves de tipo estructural, poniendo de manifiesto tanto disposiciones monoclinales como tabulares con importante desarrollo de superficies estructurales

2.1.2.1 La Sierra del Cadí

La Serra de Cadí presenta un perfil claramente asimétrico, con escarpes hectométricos en su abrupta vertiente norte y plataformas estructurales en su vertiente sur. Las zonas somitales se encuentran biseladas por una superficie de erosión que se sigue, por encima de la cota 2200 m, a lo largo de toda la unidad. Dicha superficie presenta una leve pero clara inclinación hacia el sur. Hacia el este, en dirección al Moixero (Hoja 255 Pobla de Lillet,), se pierde la superficie de erosión apareciendo relieves monoclinales con amplio desarrollo de superficies estructurales.

La vertiente norte de la Serra del Cadí presenta recubrimientos coluviales importantes, correspondiendo a canchales en las cotas altas, que pasan a vertientes coluviales con componentes aluviales en las cotas más bajas. Asimismo han sido reconocidas diversas acumulaciones de origen glacial en forma de pequeños cordones. En la vertiente sur también se han identificado

depósitos y morfologías glaciales concentradas en valles colgados respecto a la red de drenaje actual.

2.1.2.2 El Pedraforca y la Serra de Cloterons

Estas unidades ocupan una posición central en la Hoja. El Macizo del Pedraforca muestra un relieve abrupto, con desniveles subverticales de cientos de metros, tanto en su vertiente norte como en su vertiente sur presentando dos crestas somitales (Pollegó superior-Calderer y Pollegó inferior) que le confieren su singularidad. Entre ambas crestas presenta un recubrimiento importante formado por canchales, que pasan lateralmente en cotas bajas a conos aluviales o coluviones de vertiente. El macizo del Pedraforca queda separado de la Serra de Cloterons por la Coma de Gósol, un ancho valle de dirección norte sur. Dicho valle presenta un recubrimiento importante formado por materiales aluviales en las cotas bajas que lateralmente pasan a coluviones de vertiente.

La Serra de Cloterons se encuentra biselada por una superficie de erosión levemente degradada. Como es frecuente en sierras vecinas, dicha superficie, elaborada sobre materiales calizos, presenta un desarrollo de formas cársticas importante. La superficie de erosión se encuentra limitada por escarpes estructurales perimetrales subverticales. La terminación occidental de la unidad presenta como subunidad el monoclinal del Cap del Solà cuya vertiente sur se halla cubierta por canchales. Las vertientes que dominan los valles de Josa y de Mola presentan recubrimientos coluviales así como vertientes desestabilizadas por movimientos en masa que involucran al propio substrato rocoso. Al norte de la unidad de Cloterons, dominando el alto valle de Josa, la subunidad del Roc de Millat consiste en relieves estructurales escarpados con poco desarrollo de plataformas estructurales

2.1.2.3 El Cadinell, Puig Galliner-Peña Aguila (Roc de l'Aliga)

Esta unidad se sitúa entre las dos anteriores Serra de Cadí y Pedraforca limitada por los valles de Cornellana, Josa, arroyo de Jovell y río Mola.

Estructuralmente pueden considerarse dos subunidades: el Cadinell y la alineación Puig Galliner-Peña del Àguila.

El Cadinell es un relieve monoclinal con escarpe al norte y amplio desarrollo de superficie estructural orientada y buzando al sur. El conjunto Puig Galliner-Peña del Àguila muestra en su parte superior una superficie de erosión degradada en torno a la cota 1700 m. Las vertientes que rodean el conjunto muestran un relieve complejo, dominado por escarpes estructurales en la zona alta y canchales así como diversas vertientes coluviales a cotas inferiores.

2.1.2.4 El Port de Comte

La Serra de Port de Comte aparece parcialmente representada continuándose en la vecina hoja 292 San Llorenç de Morunys. Presenta un modelado estructural con pliegues laxos cuyos ejes anticlinales han sido levemente vaciados, presentando escarpes estructurales en las capas duras así como anchas plataformas estructurales en el margen septentrional de la unidad. El desarrollo de formas exocársticas es muy importante en torno a la Tossa Pelada (2379 m) con desarrollo de dolinas, llamadas bofias en la toponimia del lugar, y uvalas. Con toda probabilidad la Serra de Port de Comte fue biselada por una superficie de erosión de la que solo quedan restos, en torno a la cota 2000 m, en la parte más meridional de la unidad (Hoja de San Llorenç de Morunys).

El límite morfológico oriental de la unidad coincide con el trazado del Valle alto del río Cardener. La vertiente que domina el margen derecho del río presenta un modelado que traduce la existencia de un movimiento en masa de grandes proporciones ($> 1 \text{ km}^3$) involucrando substrato rocoso. La cabecera se sitúa debajo del escarpe estructural sobre el que se asienta la urbanización e instalaciones de la estación de esquí de Port de Comte, y se encuentra recubierta de canchales. Desde la cabecera hasta el curso actual del río Cardener toda la vertiente ha sido afectada por el movimiento, incorporando movimientos superficiales, más modernos, como la colada de derrubios generada durante las lluvias intensas e inundaciones del año 1982.

2.1.2.5 La Serra del Verd

La Serra del Verd queda individualizada por límites estructurales en todos sus márgenes. La parte central de la unidad presenta relieves tabulares con múltiples líneas de capa así como los restos de una superficie de erosión sobre la cota 2200 m. Dicha superficie también muestra un remodelado por procesos cársticos identificándose una dolina de dimensiones apreciables. Entre el río Cardener y el Cap del Verd (2288 m), el conjunto de láminas cabalgantes que se alinean paralelas al curso del río, condicionan la presencia de abruptos escarpes y pequeñas plataformas que dominan el margen izquierdo del Cardener.

Morfológicamente, la parte meridional de la unidad presenta un abrupta vertiente con escarpes estructurales, algunos ruiniformes recubierta por canchales en las partes superiores que pasan a vertientes coluviales en las inferiores. La zona esta drenada por la cabecera y cuneca del río Massol (Masoll) afluente del Cardener.

El extremo noroccidental de la unidad está drenada por el río de la Mola subsidiario del río de la Vansa (cuenca del Segre). En la zona conocida como les Canals del Verd, drenada por el arroyo del Clot de la Plana, se ha identificado la existencia de un antiguo movimiento en masa de grandes dimensiones ($> 1 \text{ km}^3$) que involucró litologías del substrato. Los materiales deslizados rellenan el valle del Clot de la Plana y un ancho canchal recubre la zona de cabecera.

2.1.2.6 La Serra d'Ensija

La Serra de Ensija se sitúa en la esquina suroriental de la hoja. La morfología refleja la existencia de una estructura antiformal mostrando una clara terminación periclinal. Diversas plataformas estructurales modeladas en acordeón ("chevrons") dibujan el arco periclinal. Dicho arco también queda indirectamente marcado por la localización de antiguas explotaciones de carbón a cielo abierto, que en la actualidad se encuentran restauradas o en proceso de restauración.

La zona cimera presenta una superficie estructural flanqueada por cornisas o escarpes y biselada en su parte superior por una superficie de erosión a cota 2200 m.

2.2 ESTUDIO DEL MODELADO

Como factores externos predominantes en el modelado de la hoja se encuentran los pertenecientes a los sistemas morfogenéticos estructural y fluvial.

2.2.1 FORMAS ESTRUCTURALES

La influencia tectónica en el origen y configuración del relieve queda reflejada en las formas estructurales. La alternancia de capas de roca con diferente respuesta al ataque de los agentes externos propicia la erosión diferencial, poniendo al descubierto caracteres geológicos estructurales. Es por tanto la estructura geológica la que controla el relieve. Los agentes externos solo descubren y modelan sobre un patrón preestablecido.

Las superficies o plataformas estructurales, como las que aparecen en la vertiente sur del Cadí y Serra d'Ensiya, están definidas por la existencia de superficies regulares, controladas por la existencia en el subsuelo de una capa sedimentaria o conjunto de estas. Las plataformas o superficies estructurales reflejan el techo de una capa sedimentaria competente. En ocasiones, la propia capa llega a aflorar aunque es más frecuente que exista un recubrimiento edáfico, o por parte de formaciones superficiales, o restos de capas menos competentes sobreimpuestas.

Las plataformas estructurales que aparecen en el ámbito de la hoja pueden ser divididas en dos grandes grupos atendiendo a la litología de la capa competente que las origina, plataformas sobre materiales carbonatados y las desarrolladas sobre materiales detríticos.

Los límites de las superficies estructurales pueden ser muy abruptos mostrando cornisas más o menos importantes. Se habla entonces de escarpes estructurales. Estos se desarrollan gracias a la existencia de una capa dura y

no están vinculados necesariamente a la aparición de una plataforma pudiendo aparecer de forma individualizada (Ej. Pedraforca, vertiente norte del Cadí). En la cartografía se han diferenciado atendiendo a su tamaño y contexto estructural.

Las crestas morfológicamente responden a divisorias de aguas. Cuando estas formas son agudas y vienen definidas por la existencia de una litología dura en el substrato además de estar controladas por las principales direcciones estructurales de la zona estamos en presencia de crestas estructurales.

Los cerros cónicos son formas residuales de origen estructural. Suelen representar el registro de una antigua superficie estructural completamente desmantelada.

Las líneas de capa se generan por la intersección de los diferentes niveles o bancos litológicos con la topografía dando lugar a trazados rectilíneos o curvos perfectamente reconocibles en campo cuando la vegetación y la cobertura por formaciones superficiales es inexistente. Esta forma es muy frecuente y esta relacionada genéticamente con los escarpes estructurales.

Los Chevrons (acordeones) se relacionan con los conceptos de línea de capa, plataforma y escarpe estructural siendo una combinación especial de estas formas. Los trazados en uve "V" en los que el vértice de la misma se encuentra elevado con respecto a los extremos son típicos de superficies estructurales inclinadas. La amalgama de varias de estas uves forman unos "dientes de sierra" o "acordeones" en el relieve, de ahí su nombre. Estas formas se producen al incidir la red de drenaje en una superficie de capa o estructural inclinada como puede ser el flanco de un anticlinal, sinclinal o dorso de un cabalgamiento.

Por último trazados rectilíneos, alineamientos de drenajes, salto topográfico correspondiente a salto estratigráfico y otras características permiten subrayar la presencia de una fractura. En estos casos se esta en

presencia de fracturas con expresión morfológica como es el caso del borde oriental de la Serra del Verd.

2.2.2 FORMAS FLUVIALES

La cartografía de formas fluviales permite de forma complementaria una detallada caracterización de la red de drenaje. En la hoja también aparecen localizados un número considerable de manantiales o fuentes.

En un entorno erosivo donde la red de drenaje ha excavado valles de profundidad hectométrica, la incisión lineal es una forma dominante. Esta marca con evidencia la red de drenaje. La incisión lineal se produce al incidir el substrato las aguas de escorrentía concentradas en un eje de drenaje. El resultado son valles en uve o incisiones verticales en fondos de valle. Esta forma es muy frecuente en los arroyos y cursos laterales de los valles principales.

En determinados casos la incisión progresa en rocas duras desarrollando cañones o gargantas. En estos sectores es usual identificar saltos de agua o cascadas. Estos elementos son rupturas abruptas en el perfil longitudinal de cursos fluviales y torrentes condicionadas por la existencia de diferencias de competencia entre las rocas del substrato.

Las cárcavas son frecuentes sobre los materiales poco competentes que aparecen en la hoja (Ej. cárcavas en materiales detríticos -facies garumniense- en torno a Saldes).

Las terrazas fluviales son sectores llanos o con pendiente hacia el río edificados por cursos fluviales y que en la actualidad se encuentran a un nivel superior al actual de las aguas. El límite de la terraza con el curso viene dado frecuentemente por un escarpe, escarpe de terraza, producido por el zapamiento o incisión del río.

2.2.3 FORMAS CARSTICAS

La presencia de litologías carbonatadas en las unidades de Port de Comte, Serra de Cloterons, Serra del Cadí y Serra del Verd a condicionado el desarrollo de formas cársticas. El exocarst está bien representado en forma de dolinas individualizadas, uvalas o campos de dolinas. De forma análoga a otras zonas del prepirineo existe una asociación areal muy clara y directa entre estas formas y la existencia de aplanamientos o superficies de erosión. Las superficies de erosión de la Serra de Cadí y Serra de Cloterons están afectadas por lapiares areales más o menos cubiertos.

El máximo desarrollo de las formas cársticas se da en el macizo de Port de Comte donde su densidad ha desfigurado completamente antiguas superficies de erosión.

2.2.4 FORMAS POLIGENICAS

Es innegable la existencia en la hoja de retazos de superficies de erosión ya que en ocasiones pueden observarse las capas completamente biseladas (Ej. zonas somitales de la Serra del Cadí, Serra d'Ensija, Serra del Verd, Cloterons).

La variabilidad altitudinal entre los diferentes retazos es también incuestionable. Esto puede deberse a distintas circunstancias que probablemente puedan haberse combinado: existencia de más de una superficie, deformaciones tectónicas posteriores a la elaboración de la/las superficies (fracturas, basculamientos), desniveles previos importantes (existencia de un paleorrelieve) y evidentemente retoques erosivos posteriores.

El desarrollo de glaciares es importante representando formas de enlace entre los escarpes estructurales y los fondos de valle o terrazas. La existencia de niveles de glaciares escalonados o encajados, denota la repetición cíclica de su proceso de elaboración. Algunos de ellos empalman con terrazas en continuidad, formando una sola unidad morfológica respondiendo al modelo de glaciar-terrazza.

2.2.5 FORMAS DE LADERA

Los procesos de ladera han tenido un papel muy importante en el modelado de las vertientes de la hoja. Las vertientes coluviales y los movimientos en masa son los procesos identificados.

Las acumulaciones de derrubios, estratificados o no, son muy abundantes y recubren numerosas laderas. Estas formas coluviales, parecidas en su morfología externa, son muy variadas entre si internamente, presentando características diferentes respecto al material acumulado, tamaño de grano de la fracción gruesa, ordenamiento interno, porcentaje de matriz y morfoscopía. En el caso de los derrubios estratificados SOLE SUGRAÑES (1973) considera que su análisis permite asegurar que se trata de derrubios crioclásticos.

En la proximidad de escarpes estructurales las acumulaciones de derrubios no presentan matriz ni cubierta vegetal pudiéndose considerar canchales. Esta morfología domina el pie de la escarpada vertiente norte de la Sierra del Cadí.

La existencia de desniveles importantes y litologías susceptibles a propiciado movimientos en masa de tipología muy diferente. Algunos de ellos involucran volúmenes importantes superiores al km^3 como en el caso de la Serra del Verd y la vertiente este del Port del Comte que domina el curso del alto del río Cardener. Al norte de la Sierra del Cadí se han identificado algunos de volumen hectométrico. Todos ellos movilizan materiales del substrato en fragmentos de gran tamaño que presentan, por tanto, disposiciones y buzamientos anómalos. La incongruencia estructural de estos afloramientos es un reflejo de su pertenencia a masas deslizadas.

Al norte de los Cingles de Costafreda son frecuentes las acumulaciones de bloques así como deslizamientos menores, ambos propiciados por la disposición de capas de calizas competentes sobre materiales incompetentes lutíticos (Garumniense).

De forma general las cabeceras de las masas deslizadas presentan un escarpe más o menos degradado, que denota su antigüedad, siendo frecuentes, asimismo, recubrimientos coluviales o canchales al pie del mismo.

2.2.6 FORMAS GLACIALES

La presencia de formas y depósitos glaciares en el ámbito de la hoja ha sido citada por diversos autores. Boissevain (1934) pone de manifiesto la existencia del anfiteatro morrénico de Prat de Cadí (1850 m) confirmado por MARTÍ-BONO (1974). Otras morfologías y acumulaciones similares han sido identificadas durante la elaboración de la presente hoja en la vertiente norte al sureste de la Torre de Cadí (2561 m) a cotas superiores a los 1800 m.

CLOTET et al. (1985) citan depósitos glaciares en las vertientes norte y este del Pedraforca. El origen glacial de estas acumulaciones no queda reflejado morfológicamente. Su asignación a un origen glacial se basa principalmente en la morfoscopía de los cantos. Las cotas a las que aparecen, entre 1100 m y 1600 m, son inferiores a las que presentan regionalmente otras formas claramente glaciales. Por estos motivos existen dudas razonables respecto a un único origen glacial. En la cartografía realizada se ha preferido considerarlos de origen poligénico.

En la vertiente sur del Cadí se identifican al menos 5 grupos de acumulaciones con morfologías alargadas que pueden ser interpretadas como morrenas. CLOTET et al. (1984) identificaron al menos dos de estos conjuntos: el de Comabona y el de Tancalaporta. En el caso de la acumulación situada al sur del Comabona (2547 m) se identifica todavía el circo glacial. Estas morfologías y depósitos morrénicos se sitúan en valles de cabecera a alturas siempre superiores a 2000 m.

En la collada de Jovell (1800 m) se ha identificado una acumulación de las mismas características que las anteriores aunque la morfología no es tan clara.

Aunque en principio se han interpretado estas formas como pertenecientes a un modelado de tipo glaciario no se descartan posibles retoques periglaciares o que algunas de las acumulaciones puedan interpretarse como cordones de nivación.

2.2.7 FORMAS ANTRÓPICAS

La manifestación antrópica más importante en el ámbito de la hoja viene definida por las superficies afectadas por la minería del carbón. Rodeando la Serra d'Ensija aparecen diversas áreas restauradas o en proceso de restauración. Al sur del Macizo del Pedraforca y al Oeste de la población de Saldes se identifica una superficie similar.

Los núcleos de población y las carreteras principales constituyen también formas antrópicas.

3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales de esta hoja son de escasa extensión cartográfica y generalmente de reducido espesor. La abrupta morfología y la marcada incisión de los valles no favorecen su formación o conservación. Se limitan principalmente a depósitos de ladera al pie de los escarpes, sedimentos de origen fluvial en el lecho de los ríos y algunos cuerpos con geometría de abanico aluvial. Localmente, se han detectado tills ocasionalmente con depósitos lacustres asociados y dolinas rellenas de “terra rossa”. Las acumulaciones producidas por movimientos de masa son abundantes en esta hoja y se han cartografiado como formaciones superficiales puesto que recubren el substrato precuaternalario de forma análoga a cualquier otra formación superficial.

3.1 Formaciones de ladera

La mayor parte de las vertientes carecen de acumulaciones de importancia. Predominan las vertientes estructurales, limpias o con acumulaciones discontinuas y de reducida extensión, aunque con frecuencia pueden alcanzar potencias de orden métrico. Actualmente, predominan los procesos de erosión sobre los de acumulación favorecidos por las fuertes pendientes de la zona.

La litofacies de estos depósitos es muy variable en función del tipo de substrato de cada zona, inclinación y orientación de la vertiente, altura topográfica y vegetación.

En zonas altas y escarpadas, son abundantes los depósitos de gravas estratificadas y bien clasificadas granulométricamente de canchales funcionales actualmente, especialmente en la vertiente Norte de la sierra del Cadí y en el macizo del Pedraforca. Son también frecuentes los depósitos antiguos del mismo origen tipo “gréze litée” formados por gravillas angulosas muy bien gradadas con matriz limosa rojiza o sin matriz. Estos alternan de forma compleja con acumulaciones desorganizadas sin clasificación granulométrica de bloques y gravas con abundante matriz limosa. Cabe

destacar la abundancia de este tipo de depósitos, aunque con espesores pequeños y extensiones cartográficas reducidas que no han sido representados en el mapa.

En las vertientes Norte y Oeste de la sierra de Malarrodona, al Sudeste de la hoja, las calizas del Garumniense están afectadas por un intenso proceso de caída gravitacional que produce la formación de diversas zonas de caos de bloques.

La litología del substrato, el clima y la fuerte inclinación de gran parte de la hoja favorecen la inestabilidad de muchas vertientes. Se ha detectado gran cantidad de movimientos de masa subactuales o antiguos. Especialmente en la vertiente Norte de la Sierra del Cadí, Este del Port del Compte, Oeste de la sierra del Verd y al Sudeste de Saldes. Su tipología y dimensiones son muy variadas desde caídas de grandes masas de roca manteniendo parcialmente su estructura como en la sierra del Verd, a coladas de barro como en La Coma o movimientos de reptación generalizada como en las lutitas garumnienses del Sudeste de Saldes.

Dada la abundancia y dimensiones de las masas de materiales desprendidos se han cartografiado en el mapa geomorfológico como depósitos de génesis relacionada con la evolución de las laderas. En algunos casos, es posible la identificación y cartografía de los materiales involucrados por el desprendimiento, otras veces quedan totalmente enmascarados y no es posible su identificación.

3.2 Formaciones superficiales de origen fluvial

Todos los cursos fluviales de esta hoja muestran un marcado encajamiento y una amplitud del valle reducida. Las formaciones superficiales de origen fluvial se restringen al estricto centro de estos valles, a algunos retazos colgados a modo de terrazas (ríos de la Vansa y de Bona) y a unos pocos depósitos con morfología de abanico (Tuixén, Gòsol, Este de Tuixén, Sur de Gòsol y Sur de Cava).

Se han cartografiado depósitos fluviales de fondo de valle en el río Cardener, el río de la Vansa y sus afluentes Cornellana, Mola y Josa, el río Aigua de Valls, la riera de Gresolet y algunos cursos de la vertiente Norte de la sierra del Cadí: ríos de Quer, Vilanova, Cadí y Serc; y torrentes de Villec, Prat de Pruït y Ingla.

Litológicamente son gravas con matriz arenosa, arenas con lentejones de gravas y limos con cantos dispersos. En la zona central dominan los niveles lenticulares de tendencia granodecreciente de gravas, gravillas y arenas coronados por un tramo de limos con cantos dispersos a techo. Hacia las zonas de ala pasan lateralmente de forma transicional y son recubiertos por materiales coluviales de origen lateral (unidades Qt y Qc).

Al Sudeste de Gòsol hay un depósito con geometría en forma de abanico y el ápex en la cara Noroeste del Pedraforca. Está constituido exclusivamente por elementos carbonatados muy escasamente rodados. En las zonas proximales pasa lateralmente de forma transicional a depósitos de tipo canchal. La red fluvial (torrente de Rubinat) está ligeramente encajada en este depósito.

Al Sur de Tuixén hay otro sistema de abanicos aluviales de características similares al anterior a la salida del torrente de Pom y otros menores en los torrentes de Quadra y de la Teuleria. Ninguno de ellos es funcional actualmente ya que presentan la red fluvial marcadamente encajada.

Al Este de la población de Josa del Cadí se localiza un pequeño cono de deyección actualmente funcional a la salida del torrente de Moscart. Está formado principalmente por materiales procedentes del desmantelamiento de tills situados entre el Alto del Moscart i la Sierra Cabirolera.

Se ha localizado también un depósito de origen fluvial al Sur de Cava en la zona de confluencia de diversos torrentes procedentes del Cadí. Litológicamente está formado por gravas heterométricas muy poco rodadas con abundantes bloques y matriz limosa sin cementar. Se interpretan como sedimentos de origen fluvial que retrabajan algunos cordones morrénicos y las

formaciones de ladera superiores. La red fluvial actual está marcadamente encajada en ellos de forma que actualmente ya no son funcionales.

En los ríos de la Vansa y de Bona, aparte de los sedimentos subactuales de fondo de valle, se han cartografiado diversos depósitos fluviales con morfología de terraza y escarpe a +20 metros sobre el nivel fluvial actual. Son gravas polimícticas bastante rodadas con algunos bloques y matriz arenosa. El grado de cementación es apreciable, sobretodo en los 50 centímetros superiores que están muy fuertemente cementados.

3.3 Formaciones superficiales de origen poligénico

Las condiciones de dureza del substrato y la abrupta orografía con valles estrechos y pendientes pronunciadas de esta hoja no han posibilitado la formación de grandes unidades poligénicas de tipo aluvial-coluvial. Únicamente en el río de la Vansa y el sector de Salades, la menor dureza del substrato ha permitido la excavación de valles más amplios con algunos depósitos poligénicos en su fondo.

Al Oeste de la población de Salades se ha cartografiado un depósito de 0,5 km² de extensión con morfología de glacis de acumulación. Litológicamente está formado por gravas subangulosas a angulosas exclusivamente carbonatadas con matriz limosa y frecuentes bloques de orden métrico dispersos. Generalmente el grado de clasificación es bajo, aunque localmente incluyen noveles de gravillas y gravas bien gradadas de aspecto tipo "greze litée". Hacia la parte alta pasan lateralmente a la vez que son recubiertas por sedimentos de ladera más recientes. El depósito ha sido incidido por la erosión fluvial posterior dejando un escarpe muy degradado a +30 metros sobre el nivel actual del río de Salades.

En el margen Norte de los ríos de La Vansa y de Josa del Cadí se han cartografiado diversos depósitos de origen poligénico correspondientes a dos edades diferentes, son las unidades k y f.

La unidad k es más antigua, de ella solamente se han localizado dos pequeños retazos colgados a modo de terraza al Este de Cornellana y al Oeste de Josa del Cadí. Su escarpe se sitúa a unos +100 metros sobre el nivel actual de los torrentes y la potencia es de unos 5 a 15 metros. Litológicamente son gravas o brechas con algunos tramos de limos con muy abundantes cantos dispersos. El grado de cementación es generalmente muy elevado, excepto en algunos tramos de escasa cementación que le dan un aspecto cavernoso. Los cantos son subangulosos, aunque también algunos son bastante rodados, y su litología es exclusivamente carbonatada. Forman niveles lenticulares o tabulares a pequeña escala de potencia de orden decimétrico y base erosiva.

La unidad f forma acumulaciones de mayor extensión situadas al Sur de Cornellana y Fórnols, al Noroeste de Tuixén y al Norte de Sorribes de La Vansa. Litológicamente són gravas bastante rodadas con matriz limosa o arenosa escasamente cementada, alternando con gravas y gravillas angulosas con poca matriz fina, bien clasificadas y estratificadas tipo "greze litée". Incluyen algunos tramos de limos masivos con muy abundantes cantos dispersos. Forman depósitos con el techo suavemente inclinado en dirección al Sur o Sudoeste, con morfología de glacis de acumulación y potencia de entre 5 y 15 metros. Se interpretan de edad pleistocena, posteriores a la unidad k y más antiguos que la mayoría de depósitos de ladera cartografiados.

En el río de Serc y en la zona de Can Ribera (al Sur de Coll de Port) se han localizado varios depósitos poligénicos de reducida extensión cartográfica y escaso espesor. Están formados por gravas angulosas y algunos bloques con muy abundante matriz limosa alternando con tramos de limos con cantos dispersos. En la zona de Can Ribera alternan con depósitos de gravas y gravillas bien estratificadas y ordenadas granulométricamente.

3.4 Formaciones superficiales de origen glacial

Se han cartografiado diversos depósitos de materiales de origen glacial aunque todos ellos de muy escasa extensión y potencia. Están situados en las vertientes Norte y Sur de la Sierra del Cadí. En la vertiente Norte se sitúan por encima de los 1.800m en el sector oriental y de los 1.700m en el occidental. En la

vertiente Sur se sitúan a cotas más altas: 2.100 a 2.250m en el Comabona, 2.400m cerca del pico de Costa Cabirolera y 2.200m en el sector del Pico del Cristall. También se ha localizado un depósito en el collado de Jovell a 1.800m.

Se trata de tills con forma de arco correspondientes a morrenas laterales o frontales de pequeños glaciares de circo. Litológicamente son gravas poco rodadas con muy abundantes bloques y matriz limosa sin cementar. Se interpreta que tienen una edad reciente atribuible al último máximo glacial considerando su fácil erosionabilidad y las fuertes pendientes sobre las que se sitúan.

En el collado de Jovell se ha localizado un pequeño depósito tipo till a cota susceptiblemente más baja que el resto de los de la vertiente Sur (1.800 metros). Se interpreta que corresponde a materiales de collado de transfluencia entre los valles del torrente de Cornellana o de Ribanegra y el torrente de Jovell afluente del río de Josa.

En el paraje denominado Prat del Cadí, al Sur de la población de Estana, se ha cartografiado un till con morfología de arco morrénico casi completo. Solamente en su sector NE, un afluente del torrente de la comas ha conseguido abrirse paso a su través erosionando parte del till. Posteriormente a la fusión del glaciar, en el interior del arco morrénico quedó una zona deprimida, endorreica y lacustre. Actualmente su interior está colmatado de sedimentos resultando una morfología de lengua con el techo bastante llano. Sus condiciones de afloramiento son muy malas pero se estima que se trata de sedimentos de génesis glaciolacustre: arcillas y limos con abundante materia orgánica y algunos cantos angulosos dispersos procedentes de la caída gravitacional desde los escarpes cercanos. Hacia el Sur enlaza lateralmente con depósitos de canchales procedentes de la sierra Cabirolera. Los canchales son funcionales actualmente y recubren de forma discordante los sedimentos glaciolacustres.

Debido a las condiciones de afloramiento, no se descarta que algunas de estas acumulaciones puedan corresponder a cordones de nivación.

3.5 Formaciones superficiales de origen kárstico

Forman diversos depósitos de muy reducida extensión cartogràfica en zonas deprimidas endorreicas tipo dolinas formadas por el colapso de sistemas de galerías kàsticas. Dadas las condiciones de afloramiento es difícil precisar la cantidad de formación superficial o “terra rossa” de su interior. Se han detectado dolinas en el Port del Comte, en el valle situado entre la serra Pedregosa y la serra de Cortils, en la serra del Verd y en el collado de Feners al Sur de Aspà.

3.6 Formaciones superficiales de origen antrópico

En esta hoja, las únicas formaciones superficiales de origen antrópico con suficiente entidad para su cartografía a escala 1:50.000 son las correspondientes a la restauración de explotaciones mineras abandonadas. Son antiguas explotaciones de carbón situadas al Oeste de Saldes y en las vertientes Sur i Este de la serra d'Ensija.

4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El relieve actual es producto de un compleja historia relacionada con el levantamiento de los Pirineos. Al final del Cretácico superior y principios del paleógeno se inicia la creación de relieves incipientes pero es posteriormente, durante el Eoceno superior hasta el Oligoceno, que se estructuran las partes frontales de la cordillera y se desarrolla el apilamiento antiformal en la zona Axial, generándose importantes volúmenes de relieve. Como respuesta al levantamiento, se depositaron potentes paquetes de conglomerados procedentes del desmantelamiento de los relieves generados formando una cobertera molásica.

Según PEÑA MONNE (1983) las molasas llegaron a fosilizar la práctica totalidad de los surcos creados desarrollándose superficies de erosión en las zonas más elevadas que se corresponderían a los relieves actuales. En el ámbito de la hoja Sierra del Cadí, Verd y Ensija.

En principio cualquier superficie de erosión debería poderse datar dentro de unos límites de forma muy simple. La superficie debe ser más joven que las rocas erosionadas que corta y más antigua que las formaciones rocosas que la recubren. Sin embargo en la realidad la datación de superficies puede ser más compleja y difícil. Debe considerarse que se entiende por edad de una superficie de erosión dado que esta necesita un considerable lapso de tiempo para su formación.

Según el modelo Davisiano la evolución del relieve queda expresado como un ciclo de erosión. Partiendo de una superficie inicial que ha sido elevada para formar una cordillera, por causas tectónicas, el drenaje tenderá a cortar hacia un nuevo nivel de base generando incisiones importantes y convirtiendo la superficie inicial en una superficie irregular. Una vez que los cursos fluviales hayan alcanzado su nuevo nivel de base, cesa el corte longitudinal en los mismos y prosigue en los interfluvios consumiéndolos, aminorando las pendientes, y formando en última instancia una llanura o penillanura (casi llanura). El ciclo volvería a iniciarse a consecuencia de un

nuevo levantamiento (tectónica). En este sentido el relieve es concebido como una serie de penillanuras en diversos procesos de evolución.

A partir del simple modelo Davisiano se han propuesto diversas variaciones al mismo. Una de las cuestiones más debatidas ha sido el de la evolución y morfología de las pendientes. En este sentido, hoy sabemos que la forma de las mismas depende en gran parte de las propiedades del material y la naturaleza de los procesos erosivos que se dan en ellas. La diferencia está en si las pendientes evolucionan según el modelo Davisiano en el cual cada estadio es isócrono (ver figura), o si la evolución de las pendientes sigue el modelo propuesto por King, ver OLLIER (1991) y TWIDALE (1989a), en que las pendientes retroceden formando un pedimento el cual sería evidentemente heterócrono.



(a) Modelo de Davis



(b) Modelo de King

Modelos de evolución de las pendientes

Es difícil en el caso que nos ocupa saber como se formaron las superficies. Nuestro concepto acerca de la edad de esta forma depende en gran manera de que modelo consideremos en cuanto a su formación. Si pensamos que estas superficies se formaron por retroceso paralelo de las pendientes según el modelo de King, entonces las zonas cercanas a los relieves residuales son más jóvenes que los situados en zonas más

deprimidas. La superficie sería diacrónica y si le tenemos que asignar una edad la duda está en si considerar la de su iniciación o la de su término.

En el caso de aplicar el modelo Davisiano el problema es más sencillo siempre que se conozca cual fue la edad en que terminó el último estadio, pregunta de difícil respuesta.

La cuestión a tener en cuenta y quizás la principal, son, como ya se ha avanzado, las relaciones existentes entre los depósitos recientes o no y la superficie de erosión. Si bien resulta prácticamente imposible establecer la evolución de la zona en referencia a edades absolutas debido a la total falta de las mismas, sí se pueden establecer los principales episodios de evolución en referencia a criterios de edades relativas.

Clásicamente en el Pirineo se han descrito tres conjuntos de superficies de erosión: El primer conjunto está formado por diferentes retazos que afectan incluso la denominada Zona Axial que se supone coetánea a la formación de las molasas Oligocenas BOISSEVAIN (1934), SOLE y otros (1952), SERRAT, (1980), GOMEZ (1987), PEÑA (1983), BIROT (1937), BARRERE (1951), RODRÍGUEZ (1986). Un segundo conjunto de edad intra o fini-miocena muy extendida en las Sierras Marginales, BARRERE (1951), PEÑA (1983), RODRÍGUEZ (1986), SANCHO (1988), BENITO (1989) y un tercer conjunto pliocuaternario descrito por PEÑA (1983), ALBERTO (1983).

En principio las superficies de erosión identificadas en la hoja pertenecerían al primer conjunto. Los dos conjuntos restantes no estarían representados en la hoja aunque no puede descartarse que alguno de ellos pasara desapercibido.

La carstificación encontró en las superficies de erosión desarrolladas sobre materiales carbonatados el lugar adecuado para su desarrollo. CARDONA (1989) deduce la existencia de una fase de carstificación antigua anterior a la cobertera de molasas. El depósito de estos materiales detríticos detuvo momentáneamente los procesos de disolución que se reactivaron en una segunda fase tras la exhumación del recubrimiento.

La cobertera molásica pirenaica sirvió de punto de partida para la progresiva instalación de la red fluvial actual, con toda probabilidad a lo largo de todo el Neógeno y Cuaternario. No se conoce con precisión la fecha de inicio de esta incisión que es, sin duda, posterior a la deposición de los conglomerados molásicos de la cadena pirenaica, momento que debe situarse, atendiendo a la edad de los conglomerados molásicos más modernos, una vez terminado el Oligoceno (-24,6 m.a.). Es evidente que el balance erosivo se mantiene prácticamente hasta la actualidad.

La caída del nivel de base de los cursos fluviales combinada con el levantamiento del orógeno propició una agresiva incisión de la red de drenaje, con el consiguiente desmantelamiento de los materiales que recubrían la vertiente surpirenaica. Esta incisión exhumó tanto materiales mesozoicos como cenozoicos generando multitud de relieves estructurales. Los desniveles generados fueron uno de los factores desencadenantes de movimientos en masa de proporciones hectométricas.

Entrado el cuaternario la actividad erosiva no fue continuada, sino que alternó con épocas agradativas, de las que quedan diversas pruebas en diversas morfologías y depósitos cuyos representantes principales son los glaciares, las terrazas fluviales y sus depósitos.

Por último durante las fases frías cuaternarias la zona, debido a su altitud y particular posición topográfica se vio afectada por la actividad glaciaria que produjo un retoque particularmente intenso en diversas zonas siempre a cotas superiores a los 1800 m.

5. MORFODINAMICA ACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Los procesos actuales desde el punto de vista dinámico comprenden los relacionados con el régimen fluvial, dinámica de vertientes y erosión. La erosión ocasiona la remoción del material superficial debida a la acción de los agentes externos. Los procesos erosivos son frecuentes en el ámbito estudiado y son un aspecto normal del desarrollo del paisaje. Factores tales como el grado de cobertura vegetal, la pendiente del terreno y la competencia o resistencia litológica influyen en el grado de erosión. En la zona que nos ocupa la existencia de litologías lábiles como margas y margocalizas, unido a la desprotección del suelo por parte de la escasa cobertera vegetal y las altas pendientes que se observan condicionan la existencia de procesos erosivos importantes. Las formas indicativas de la actividad de este proceso son la incisión lineal, las cárcavas y sus cabeceras.

Puntualmente y vinculada a la dinámica de vertientes puede identificarse cierta actividad morfogenética traducida básicamente en la reactivación de antiguas masas deslizadas, cuando las condiciones son apropiadas y caídas de bloques genéricas en los escarpes estructurales. Cabe hacer hincapié en la necesidad de un examen minucioso en este sentido, en el caso de la realización de nuevas infraestructuras.

6. BIBLIOGRAFÍA CITADA

ALBERTO, F.; GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M. J.; MACHIN, J.; MELENDEZ, A.; PEÑA, J. L.; POCOVÍ, A.; RODRIGUEZ, J. (1983) El piedemonte Plio cuaternario en el sector central pirenaico (Huesca y Lérida). Geographicalia, 18, 109-126.

BARRERE, P. (1951) La morphologie des Sierras Oscenses. Actas I Congr. Int. Est. Pirenaicos, 5, Sec. 4, 51-79. Inst. Est. Pirenaicos.

BENITO, G. (1989) Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego. Tesis Doctoral Fac. Ciencias Univ. Zaragoza, 764 p (inédita)

BIROT, P. (1937) Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles. Edit. J.B. Bailliére, 318 pp., 65 figs. Paris 1937.

BOISSEVAIN, H. (1934) Etude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Segre. (Pyrénées Catalanes) Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, LXVI, 33-170. Toulouse.

CLOTET, N.; GALLART, F.; TRICART, J. (1984) Manifestations glaciaires quaternaires dans le haut bassin du Llobregat (Prépyrénées Catalanes). Acta Geológica Hispánica, 19 (4), 249-265. Barcelona.

CLOTET, N.; GALLART, F.; TRICART, J. (1985) Fenómenos glaciares cuaternarios en el Alto Llobregat (Prepirineo Catalán). I Reuniao do Quaternario Iberico, I. 37-48. Lisboa.

CLOTET, N.; GALLART, F.; TRICART, J. (1985) Quelques témoins de l'existence d'englacements ante-würmiens dans les Prépyrénées catalanes. Physio-Géo, nº 14-15, pp. 87-90.

GOMEZ, A. (1987) Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirenaics. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell. Institut Cartogràfic de Catalunya. 161 p. Barcelona.

MARTÍ-BONO, C.E. (1974) Características Geomorfológicas. Alto Urgel, Alto Bergueda, Cerdanya y Andorra VII Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos. I. E. Pir. CSIC. pp., 37-49. Jaca.

OLLIER, C.D. (1991) Ancient landforms Belhaven Press. London. 233 pp.

PEÑA, J. L. (1983) La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana. Estudio Geomorfológico. Instituto de estudios Ilerdenses, 373 p., Lérida.

RODRÍGUEZ (1986) Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte. 172 p. Inst. Est. Altoaragoneses.

SANCHO, C. (1988) Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca. Tesis doctoral. Univ. de Zaragoza, 743 pp. (Inédito).

SERRAT, D. (1980) Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal, Costabona) Notes de Geografía Física, 2, 39-55. Barcelona.

SOLE SABARIS, L. (1983) Morfología general de la Península Ibérica En: Libro Jubilar J.M.Ríos, IGME, Madrid, Tomo II, pags. 589-612.

SOLE SABARIS, L.; FONT QUER, N; LLOPIS, N.; MASACHS, V. (1952) Geografía Física de España Tomo I de la Geografía de España y Portugal, Edit. Montaner y Simón, 500 p., Barcelona.

SOLE SUGRAÑES, L. (1973) Nota sobre el límite inferior de derrubios estratificados de vertiente (grèzes litées) en el sector de St. Llorenç de Morunys (Prepireneo oriental, prov. de Lérida) Acta Geológica Hispánica, t. VIII (1973), nº 5, págs. 167-173.

TWIDALE, C.R. (1989a) La antigüedad del paisaje Australiano: Pruebas e implicaciones, En: Xeomorfoloxia Granítica. Cuad. Lab. Xeol. Laxe. 13, pp. 7-30.