

**GEOMORFOLOGIA
DE LES PLANES DE SON
I LA MATA DE VALÈNCIA:
LA INFLUÈNCIA
DEL MODELAT GLACIAL
I PERIGLACIAL**

JOSEP VENTURA ROCA*

* AURENSIS. Carrer de Rosa Sensat, 9-11, E-08005 Barcelona. jventura@aurensis.com.

VENTURA ROCA, J. (2010). «Geomorfologia de les Planes de Son i la mata de València: la influència del modelat glacial i periglacial». A: GERMAIN, J. [cur.]. *Els sistemes naturals de les Planes de Son i la mata de València*. Barcelona: Institució Catalana d'Història Natural. (Treballs de la Institució Catalana d'Història Natural; 16), p. 77-126. ISBN: 978-84-9965-008-1.

Resum

A partir d'una doble aproximació geomorfològica i sedimentològica, i d'una revisió de les publicacions anteriors s'aborda l'estudi geomorfològic de les Planes de Son i la mata de València. En l'explicació de la gènesi del relleu prenen un protagonisme especial els fenòmens glacials i també els periglacials. L'ocupació glacial de la vall de Son s'explica a través de diferents fases glacials i de la combinació de tres focus de procedència dels glaços quaternaris; un glacialisme local situat al massís de lo Tésol, una transfluència glacial procedent de la veïna vall de Cabanes i una important penetració dins la vall de Son d'un apèndix glacial des de la gelera principal (Noguera Pallaresa). Després de descriure les diferents formes d'erosió i acumulació agrupades per sistemes morfogenètics (estructural, relleu preglacial, glacialisme, periglacialisme, moviments en massa i fluviotorrencial), es procedeix a la reconstrucció de les diferents fases glacials detectades i a establir-ne la cronologia relativa. Junt amb la memòria s'inclou el mapa geomorfològic detallat a escala 1:25.000.

PARAULES CLAU: glacialisme, periglacialisme, cartografia geomorfològica, valls d'Àneu, Pirineu central.

Resumen

A partir de una doble aproximación geomorfológica y sedimentológica, y de una revisión de las publicaciones anteriores, se aborda el estudio geomorfológico de Les Planes de Son y la mata de València. En la explicación de la génesis del relieve toman un especial protagonismo los fenómenos glaciales y también los periglaciales. La ocupación glacial del valle de Son se explica a través de diferentes fases glaciales y de la combinación de tres focos distintos de procedencia de los hielos cuaternarios; un glaciario local situado en el macizo de Lo Tésol, una transfluencia glacial procedente del vecino valle de Cabanes y una importante penetración hacia el valle de Son de un apéndice glacial procedente del glaciar principal (Noguera Pallaresa). Después de la descripción de las distintas formas de erosión y de acumulación agrupadas por sistemas morfogenéticos (estructural, relieve preglacial, periglacial, movimientos en masa y flúvio-torrencial) se procede a la reconstrucción de las distintas fases glaciales detectadas y a establecer su cronología relativa. Junto a la memoria se incluye el mapa geomorfológico detallado a escala 1:25.000.

PALABRAS CLAVE: glaciario, periglaciario, cartografía geomorfológica, valles de Àneu, Pirineo central.

Abstract

This article covers a geomorphological study performed on Les Planes de Son and the Mata de València. The study is made from a geomorphology and sedimentology point of view and articles regarding previous studies are revised. The

origins of the relief of the area are due to glacial and periglacial phenomena. La Vall de Son has had glaciers in different periods of time and due to the combination of different ice masses during the late Quaternary: a local glacier located in Lo Tésol massif, ice coming from the neighbour valley Cabanes and an important penetration of a glacial mass coming from the main glacier Noguera Pallaresa. Once the description of the different landforms of erosion and accumulation grouped by morphogenetic systems (structure, preglacial relief, glacial, periglacial, mass movements and fluvial) is made, the reconstruction of the different glacial phases detected and the chronology related is made. Together with the reports a geomorphological map at 1:25.000 scale is provided.

KEYWORDS: glacial, periglacial, geomorphological cartography, Valls d'Àneu, Central Pyrenees.

1. OBJECTIUS DE L'ESTUDI

L'objectiu d'aquest treball és la realització d'un estudi geomorfològic per tal d'establir les directrius bàsiques que expliquen l'actual paisatge de les Planes de Son i la mata de València i la seva evolució recent. Hem de donar resposta a unes preguntes bàsiques: quins són els aspectes geològics i geomorfològics que expliquen el relleu actual a la zona modelat damunt de roques de més de 500 milions d'anys d'antiguitat?, quines són les etapes clau i quins sistemes morfogenètics han afaïçonat el relleu tal com el veiem avui en dia?

Partint dels estudis previs realitzats durant els anys vuitanta i inici dels noranta del segle passat, quan es va dur a terme un important reconeixement geomorfològic de la zona, ens proposem fer una revisió i actualització de les dades disponibles i entrar en un major detall tant des del punt de vista cartogràfic com des del punt de vista de la reconstrucció de les diferents fases glacials detectades. Per tal d'aconseguir aquest objectiu s'han abordat els següents aspectes:

1. La revisió de la documentació existent (notes, articles publicats i cartografia geomorfològica).
2. La fotointerpretació a partir de nous vols aeris més detallats, de la consulta de les noves sèries d'ortofotomapes i del treball amb imatges sintètiques en 3D.
3. La realització d'una nova campanya de treball de camp: *a)* revisió dels treballs anteriors; *b)* cartografia geomorfològica detallada de sectors d'interès; *c)* estudi sedimentològic dels nous afloraments detectats (arran de moviments naturals del terreny o com a conseqüència de l'obertura de noves pistes forestals o de la realització d'importantes obres públiques).
4. La plasmació cartogràfica detallada en un nou mapa geomorfològic general a escala 1:25.000 (tots els anteriors són a escala 1:50.000). Aquesta cartografia és el complement bàsic del present estudi.

La vall de Son fou ocupada durant la darrera glaciació per masses de gel de procedència diversa. Aquesta juxtaposició en un mateix espai de gels provinents de tres focus distints (glacialisme local al massís de lo Tésol, transfluència de glaços des de la vall de Cabanes pel Pas del Coro i obturació de la vall pels glaços procedents de la gelera principal de la Noguera Pallaresa) i el diferent comportament al llarg de les fases glacials detectades constitueixen un petit «trencaclosques» que intentarem resoldre totfent-ne la reconstrucció paleoambiental i establint una cronologia dels diferents episodis.

D'altra banda, no tota la zona d'estudi fou ocupada pels glaços quaternaris. Hi ha importants dipòsits no glacials generats també sota un clima fred (dinàmica periglacial associada als cicles glaç-desglaç al sòl i a la dinàmica de la neu) tant coetanis al glacialisme com postglacials i també formant part de la dinàmica actual als espais supraforestals de la zona. Totes aquestes morfologies i dipòsits tenen una distribució espacial important i, tot i tenir un paper destacat en l'explicació del relleu, històricament han estat molt poc estudiats. Nosaltres ens proposem estudiar-los i cartografiar-los. Els aspectes referents a la dinàmica actual (processos geomorfològics actius) són tractats dins l'article anterior sobre la geologia de les Planes de Son i la mata de València.

2. SITUACIÓ GEOGRÀFICA

L'àmbit territorial que s'inclou en aquest estudi (amb un total de 31,82 km²) és una mica més extens que la delimitació inicial proposada i inclou la totalitat de la vall de Son (16,4 km²), el barranc d'Arrose (5,9 km²) i el sector de la mata de València delimitat pels cursos fluvials del riu de Cabanes i el riu de la Bonaigua. Les tres zones (amb una orientació general W-E) tenen un punt de confluència comú a la cubeta d'Esterri d'Àneu, on la Noguera Pallaresa recull les aigües de la xarxa de drenatge configurada pel riu de la Bonaigua abans esmentat, el riu de Son i el petit barranc d'Arrose. La zona ocupa una posició centrooccidental dins l'alta conca de la Noguera Pallaresa, en ple Pirineu central (valls d'Àneu - Pallars Sobirà). Des del punt de vista referencial, les coordenades geogràfiques (UTM) són a les Planes de Son 31 TCH 342692 / 4720398, i al nucli de Son 31 TCH 344021 / 4720707.

Les diferències altitudinals són notables a la zona (superiors als 1.700 m) entre el pic de lo Tésol (2.701 m) i el pla d'Esterri (948 m). Delimitem clarament dues àrees fisiogràfiques:

a) Una zona d'alta muntanya al voltant del massís de lo Tésol - serra de lo Pago (lo Tésol, 2.701 m; roca Blanca, 2.693 m; pic del Pinetó, 2.648 m) que s'aixeca com un bloc abrupte i domina uns 600 metres els relleus veïns, per sobre dels plans de les Cabanyeres, Campolado, les Estanyeres i prats de Palomera. És el domini de les formes estructurals, les restes de superfícies d'erosió preglacial i dels circs glacials excavats al vessant est de lo Tésol.

b) Una zona de muntanya mitjana organitzada a partir d'amplis serrats que en direcció NE-E es desprenen del massís de lo Tésol i corren, amb altitud just per sobre dels 2.000 me-

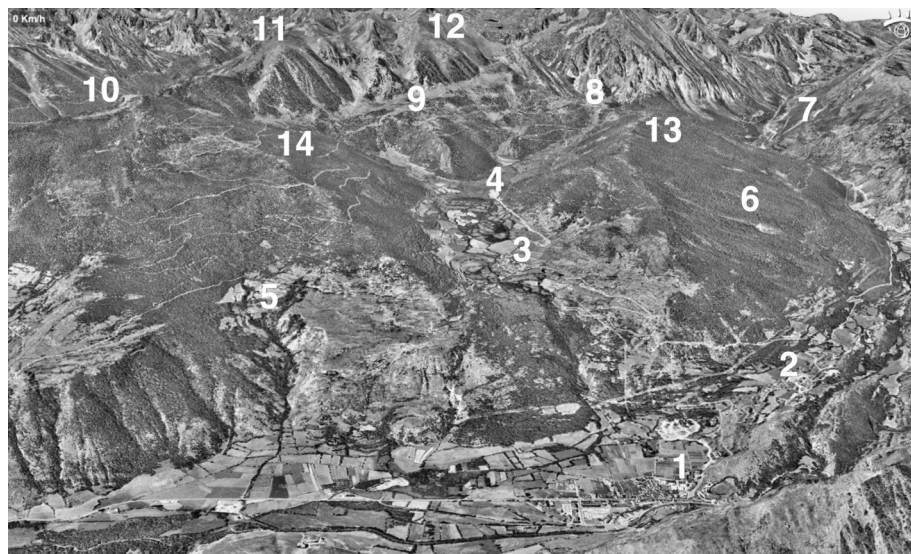


FIGURA 1. Situació general de l'àrea d'estudi: 1. Esterri d'Àneu; 2. València d'Àneu; 3. Son; 4. Les Planes de Son; 5. Barranc d'Arrose; 6. La mata de València; 7. Vall de la Bonaigua; 8. Pas del Coro; 9. Campolado; 10. Pic de Quartiules (2.228 m); 11. Lo Planell; 12. Lo Tésol (2.701 m); 13. Castell Renau (2.000 m.); 14. Bosc Negre.

tres, en direcció a la cubeta d'Esterri d'Àneu (castell Renau, 2.000 m; serrats de Sarroca i Mercuris; estreps del pic de Quartiules, 2.228 m). Emmarcats per aquests serrats, es troben a les fondalades la vall de la Bonaigua, l'àmplia i penjada vall de Son i el barranc d'Arrose. Aquí el paisatge està pautat per la disposició estructural de les valls E-W en «vessants asimètrics» accentuats per un modelat periglacial antic (coetani amb el glacialisme) i postglacial i per les grans formes d'acumulació glacial que omplen les valls.

3. BREU APUNT BIBLIOGRÀFIC

Abans d'entrar de ple en el treball farem un breu comentari respecte als estudis previs realitzats entorn dels aspectes geomorfològics de la zona d'estudi. Això ens permetrà disposar d'una perspectiva històrica i valorar l'estat actual dels coneixements en la nostra disciplina científica.

Les primeres i breus ressenyes sobre el glacialisme al Pallars daten de mitjan segle XIX, quan viatgers il·lustrats comenten aspectes relatius a la geomorfologia de la zona. Durocher (1841) comenta per primer cop la presència entre Salardú i Esterri d'Àneu de roques polides pel gel i en dedueix el pas de les geleres en èpoques pretèrites. Verneuil & Keyserling (1861) parlen de l'existència a la vall de la Bonaigua d'acumulacions detríctiques semblants a les morenes de les valls suïsses (Alps) situades entre 200 i 300 metres per sobre del fons de la vall. Fou Penck (1883) el primer autor que realitzà una primera síntesi sobre el glacialisme als Pirineus, similar a la realitzada anys abans als Alps. Penck recull les citacions anteriors i les d'altres estudiosos, i també les seves observacions directes fruit del seu propi treball de camp. L'obra d'Albert Penck, tot i el temps passat, segueix sent un referent bibliogràfic indiscutible. L'autor dóna una extensió de 30 km a la gelera de la Pallaresa i en situa el front a 920 m a la cubeta d'Esterri d'Àneu. En el treball de Nussbaum (1934) es parla de «morenes finals del darrer període glacial» situades a Espot, Cerbi (vall d'Unarre) i Son (primera citació), i de «morenes finals antigues» a la Guingueta i a la confluència de la vall d'Espot amb la Noguera Pallaresa. A la gelera principal li atribueix un recorregut de 52 km, amb el front situat a Llavorsí. García Sainz (1935) cita dues glaciacions, una d'extensa i antiga (Riss) amb el final de la gelera a la Guingueta, i una altra de recent i d'extensió més reduïda (Würm) amb geleres de vall curtes i fronts situats a les Ares (Bonaigua), la Bonaigua de Baix, Son, etc. Respecte a les morenes de Son, l'autor comenta l'existència de tres fronts morènics del Würm (darrera glaciació): «los mejores conservados en este sector del Pirineo». Un dels fronts, a la cota de 1.380 m, al costat del poble de Son, el relaciona amb una transfluència glacial (Pas del Coro) procedent de la vall de Cabanes. García Sainz és el primer autor que descriu i interpreta els dipòsits glacials de la vall de Son.

Els nous treballs de Nussbaum (1956) i de Fontboté *et al.* (1957), dins un context geogràfic més ampli, fan esment de les observacions de García Sainz i el darrer autor situa el final de la gelera de la Pallaresa a 820 m d'altura entorn de Llavorsí. El treball del geòleg holandès Zandvliet (1960) inclou importants observacions geomorfològiques. Situa el nivell d'equilibri glacial en 2.100-2.200 m per a la darrera glaciació i relaciona l'arc morènic intern de Son (les Planes de Son) amb una transfluència procedent de la vall de Cabanes. Totes aquestes observacions, les va plasmar en un mapa on reconstrueix l'extensió de les geleres a la zona d'estudi. Aquest autor qüestiona, d'altra banda, l'existència de la morena final a Llavorsí.

Després d'un parèntesi de més de vint anys sense cap mena de publicació, des de la Universitat de Barcelona es van endegar tot un seguit de treballs sistemàtics per tal de conèixer en detall la geomorfologia de les diferents valls del Pirineu central. Dins aquesta campanya s'emmarquen els nostres treballs (Ventura, 1982, 1983, 1986 i 1992) sobre el glacialisme a les valls d'Àneu. Respecte a la vall de Son, interpretem l'ocupació glacial de la vall com a fruit de la combinació de tres procedències distintes. Un glacialisme al massís de lo Tésol amb petites geleres locals que s'estenien fins als plans de Campolado però sense connexió amb els altres focus glacials; una transfluència glacial des de la vall de Cabanes que vessava els glaços cap a Son pel Pas del Coro, també sense connexió; i una potent entrada de glaços a la vall procedents de la gelera principal (des de la cubeta d'Esterri d'Àneu), responsable, en diferents fases, tant de l'escampall de blocs erràtics situats a les zones altes dels vessants com dels complexos morènics de les Planes de Son a 1.550 m (morena, llac d'obturgació juxtaglacial i cons de dejecció glaciofluvials) i de Son a 1.320 m.

Citarem quatre treballs per finalitzar aquesta síntesi bibliogràfica. Serrat *et al.* (1981), de cartografia de les formacions quaternàries de diferents zones pilot dels Pirineus, on s'inclou la vall de Son. Bordonau *et al.* (1989), entorn de la geometria i dipòsits de les cubetes glaciolacustres dels Pirineus. En aquest treball es calcula una fondària màxima de 400 m per a la cubeta d'Esterri d'Àneu. Serrat *et al.* (1994), dins una síntesi cartogràfica del glacialisme sud-pirinenc s'inclou, entre d'altres, la cartografia a escala 1:50.000 dels fenòmens glacials a les valls d'Àneu. Per acabar, cal comentar la publicació per part de l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC) del *Mapa de zones d'allaus de Catalunya 1:25.000: Vall d'Àneu - Sant Maurici*. En aquest mapa es cartografien en detall les zones d'allaus del massís de lo Tésol.

4. EL RELLEU DE LES PLANES DE SON I LA MATA DE VALÈNCIA

Entrem ara de ple en la descripció i interpretació de la geomorfologia de la zona d'estudi. Abordarem aquest estudi analitzant separadament els següents aspectes per després intentar esbrinar-ne les interrelacions: *a)* les influències litològiques i estructurals; *b)* les restes del relleu preglacial; *c)* les formes i dipòsits glacials; i *d)* el modelat dels vessants (formes i dipòsits periglacials, moviments en massa i formes i dipòsits fluvio-torrencials).

4.1. LES INFLUÈNCIES LITOLÒGIQUES I ESTRUCTURALS EN EL RELLEU

La descripció detallada dels diferents materials (litologia) i la seva disposició estructural a la vall són objecte d'estudi a l'article anterior i, per tant, no ens hi detindrem. Retenim i ordenem, però, els aspectes bàsics de la influència litoestructural en la geomorfologia de la zona. En el fons, el marc geològic és, en darrera instància, l'estructura que suporta, pateix i, en part, explica i condiciona l'actuació dels agents externs responsables del modelat d'un territori.

Direccionisme estructural del relleu

Hi ha una coherència estructural en l'excavació de les valls laterals tributàries que ens ocupen (Son, Bonaigua, etc.). Aquestes es disposen seguint l'orientació de les estructures (la majoria de valls es troben orientades W-E i la vall de la Bonaigua s'obre seguint la falla del mateix nom).

Per contra, com a la resta del Pirineu meridional, s'observa la independència respecte a l'estructura del traçat i excavació dels col·lectors principals (la Noguera Pallaresa en el nostre cas), a causa del rejuveniment del relleu en relació amb l'aixecament isostàtic i amb la distensió neògena produïda en una segona fase d'encaixament de la xarxa fluvial (iniciada a l'Oligocè superior). La xarxa de drenatge és predominantment ortogonal a l'eix de màxima elevació i, per tant, conseqüent amb l'estructura, i amb casos clars de sobreimposició damunt d'estructures geològiques anteriors fossilitzades pels conglomerats terciaris (sectors de Collegats i del Flamisell en el contacte entre la zona de «les Nogueres» i les «serres interiors»). La baixada important del nivell de base dels rius provocada per l'obertura de la conca de l'Ebre (Miocè mitjà) va accentuar aquest encaixament (Serrat, 1995).

Els vessants asimètrics

A la vall de Son i, per extensió, a gran part de la conca de la Noguera Pallaresa hi ha un domini dels materials de les unitats de Llavorsí i de la Pallaresa amb les següents característiques generals: *a)* el rocam està poc diferenciat; esquistos, pissarres i fil·lites amb intercalacions de microconglomerats, quarsites i calcàries; *b)* l'estructura presenta una alineació general E-W, amb plecs tombats amb vergència sud (estructura isoclinal) i fort cabussament al N-NE dels materials; *c)* cal sumar-hi també l'abundant xarxa de discontinuïtats que esmicola l'edifici rocós amb la intersecció i superposició de plans de sedimentació, esquistositat, contactes litològics i línies de fractura. Tots aquests aspectes conjuminats porten a l'elaboració d'unes macroformes a les valls orientades E-W que denominem «vessants asimètrics» i que ocupen una gran extensió territorial a la muntanya mitjana pallaresa.

Els vessants orientats al sud es caracteritzen per:

- Un pendent topogràfic abrupte (33°-43°).
- La disposició del rocam a contrapendent.
- Presència de la roca nua amb una escassa formació superficial i sòls pobres (litosòls).
- Relleu diferencial i que accentua els contrastos litològics.
- Drenatge molt desenvolupat amb importants torrenteres.
- Presència de desprendiments de roca, talussos d'esbaldregalls i colades de pedres.
- Vegetació escassa de caràcter arbustiu.

Els vessants orientats al nord es caracteritzen per:

- Pendent topogràfic suau (20°-22°), globalment paral·lel al cabussament del rocam, amb un perfil general amb seqüència «còncava-convexa» (concavitat summital que enllaça amb les àmplies carenes i convexitat basal cap al fons de vall).

- Presència d'importants paquets de col·luvions i de tills que tendeixen a la «regularització dels vessants». Els dipòsits de vessant tenen potències molt superiors a 1,0 m amb una proporció de fins elevada (30-40 %).
- Drenatge poc desenvolupat.
- Presència de moviments en massa de grans dimensions (rotacionals, translacionals i complexos) i també a petita escala (reptació generalitzada, corrents d'arrossegalls, etc.).
- Zones cobertes per grans masses forestals (les mates, els boscos negres...).

Si realitzem un perfil topogràfic N-S entre el nucli d'Espot i la vall de la Bonaigua anirem trobant una successió de «vessants asimètrics»: a) trams abruptes al solà d'Espot, Brusera, solana de Son i les pales de la Veda - lo Costerasso; b) trams suaus a Gargaredo - bosc Negre i la mata de València.

D'exemples clars de «vessants asimètrics», en trobem a les valls d'Àneu i, per extensió, a tota l'alta conca de la Noguera Pallaresa (valls Ferrera i de Cardós); Bonaigua, Espot, Berrós, Escart, Baïasca, Boldís, Esterri de Cardós i al tram principal de la vall Ferrera entre Araós i Alins (oposició entre el bosc de Virós i les solanes de Besan).

Aquesta asimetria dels vessants també es veu reflectida a les parets dels circs glacials (orientats W-E) del massís de lo Tésol; les parets nord es presenten més suaus, inclús als trams eminentment rocosos, i les parets sud, molt més abruptes, desenvolupen als peus importants cons coalescents d'esbaldregalls (grans tarteres).

A part de l'explicació del control estructural en la gènesi dels «vessants asimètrics», podem parlar també d'una dinàmica periglacial afavoridora del manteniment i l'accentuació de la mateixa asimetria (Bru, 1985). Les valls asimètriques són típiques de zones sotmeses a un règim periglacial i els vessants redreçats se situen, a l'Europa septentrional, en orientacions S i W, i els suaus, al N i l'E. Són els vessants «càlid» i «fred», respectivament (Ollier & Thomasson, 1957). Kennedy i Melton (1972) expliquen aquest comportament desigual en funció de les diferències d'insolació. El vessant fred és més inactiu (pergelisòl), mentre que al càlid hi succeeixen diferents cicles gel-desgel amb una important gelivació i redreçament del pendent del vessant. Als vessants freds, en èpoques o estacions més càlides, s'hi instal·la un mol·lisòl que afavoreix processos de gelivació i solifluxió que tendeixen a la generació i desplaçament de formació superficial tot tendint a la regularització del vessant. Al vessant càlid les aigües d'escolament netegen la roca i la preparen per a un nou cicle de gelivació.

El bloc calcari de lo Tésol

El massís de lo Tésol es configura com l'alta muntanya a la vall de Son. La natura calcària del rocam (Devonià) i el desnivell del bloc (700 metres) sobre els terrenys pissarro-sos dels voltants (Cambroordovicià), separats per una franja estreta de pissarres negres (Silurià) molt tectonitzades i amb uns relleus suaus, delimiten i individualitzen clarament aquesta morfoestructura. El vessant est de lo Tésol està solcat per «canals» (excavació de circs glacials) i «pales». Aquestes pales (pales Leitoses, pala de lo Tésol...) són facetes de falla (relacionades amb la falla de la Bonaigua) que presenten uns pendents regulars força redreçats (30°-33°). Les pales tallen la disposició verticalitzada de les capes. A l'aspror general del bloc de lo Tésol, també hi ajuda el metamorfisme de contacte provocat per la proximitat del batòlit de la Maladeta (granitoide). L'aurèola de metamorfisme afecta les roques

carbonàtiques i els afegeix una major duresa; aparició de marbres i cornianes (als crestalls i parets dels circs). El domini del rocam calcari explica també el desenvolupament d'un important relleu càrstic que en determinades ubicacions (fons de circ, superfícies d'erosió) serà ben manifest en el paisatge.

4.2. LES RESTES DEL RELLEU PREGLACIAL

El relleu preglacial pirinenc va estar configurat, a grans trets, per uns volums orogràfics d'altitud considerable de formes madures i amb interfluvís suaus que formen les anomenades «superfícies d'erosió o d'aplanament» generades en un context morfoclimàtic diferent de l'actual (més càlid). Damunt d'aquest relleu s'ha anat incidint la xarxa fluvial en diferents fases d'encaixament. La formació d'aquest relleu antic inclou un llarg període geològic comprès entre la formació dels relleus estructurals al final de l'orogènia alpina i l'inici de les glaciacions quaternàries. Hi ha molts estudis que han abordat la gènesi i datació de les superfícies d'aplanament, però la manca de dipòsits relacionats en dificulta l'assignació cronològica; Serrat (1977) i Viers (1973) situen els nivells superiors del Pirineu oriental no relacionats amb la xarxa fluvial actual entre l'Oligocè i el Miocè, i com a postparoxismals i predistensius. Mey (1968), a la Val d'Aran, com a tardomiocens o postmiocens, basant-se en la correlació entre uns sediments que contenen carbó (situats al coret de Prüdo) datats amb pol·len i un nivell d'erosió a la cota de 2.000-2.300 m. A la Cerdanya, Gourinard & Bandet (1980) també donen una datació similar en relacionar les superfícies d'erosió amb els sediments que omplen la fossa tectònica. A la vall ribagorçana de Castanesa, García Ruiz *et al.* (1992) situen els nivells més inferiors (1.300-1500 m) en correspondència amb replans de vessant (on es troben els nuclis urbans de Castanesa, Denui, Ardanuè, etc.) relacionats amb la xarxa fluvial actual. A la vall d'Andorra, Copons (2005) anomena aquests darrers aplanaments «superfícies d'erosió inferiors» i indica també la relació que tenen amb la xarxa fluvial però amb un nivell de base totalment diferent (previ a l'encaixament actual).

Zandvliet (1960) defineix per a les conques del Salat i de la Noguera Pallaresa diferents morfologies relacionades amb restes d'un relleu preglacial (superfícies d'aplanament, cims truncats, vessants preglacials i terrasses d'erosió). Distingeix tres nivells importants de superfícies d'aplanament: *a*) un nivell superior a 2.400-2.600 m (Campirme, clot de la Gireta, etc.) que inclou també els mateixos cims propers de pendents suaus (entre 15°-35°) amb els quals enllacen (Campirme, 2.633 m, Malh de Bolard, 2.750 m); *b*) un nivell a 1.850-2.350 m (la plana de Borén, coma Romadera, Perafita, Campolado, Aulà, etc.) que relaciona també amb les collades més destacades; *c*) per sota dels 1.800 m, i bàsicament al sector francès, situa un tercer nivell. Igual que aquest autor de l'escola geològica de Leiden, altres autors més recents cartografien les diferents superfícies d'erosió en zones veïnes però sense entrar en el tema de les datacions: Vilaplana (1983) a l'Alta Ribagorça, Ventura (1983) a la vall d'Espot, Bru (1985) a les valls de Cardós i Ferrera, i Furdada (1988) a la vall d'Àssua.

En relació amb el relleu preglacial hem localitzat els següents indrets:

— La superfície d'aplanament de lo Planell, al costat del pic de Pinetó (2.648 m), apareix com un clar exemple de superfície d'erosió situada a un nivell culminant que enllaça, tal com comenta Zandvliet (1960), tant amb els cims com amb els vessants preglacials. Té una extensió aproximada de 20 ha i es desenvolupa entre els 2.400-2.630 m d'altura. La zona superior (2.550-2.630 m) queda delimitada per les parets de la vall d'Espot i les del

circ de la canal de lo Tonedor, i, com a conseqüència de la natura calcària del substrat, presenta un paisatge format per una successió de petits sortints rocosos afectats per la gelivació (tors) i de dolines i engolidors (entre els quals el conegut «Forat del Pa»). Un vessant preglacial de pendent suau (20° - 25°) i 100 m de desnivell enllaça amb la zona aplanada de la roca de Solanet (2.400-2.450 m) i des d'aquest replà un nou tram conservat de vessant preglacial enllaça fins a la carena de la serra de lo Pago (2.230 m). L'ampli sector de Solanet queda ben aïllat per una barra rocosa calcària de l'erosió fluvial que remunta de les canals (canal Llarga) i presenta un modelat molt interessant, en què es combinen fenòmens periglacials i càrstics tant antics com subactuals i actuals que a cops se sobreposen (lòbuls de soligelifluxió, tors, cercles de pedres, colades de blocs, terrassetes, petits nínxols de nivació, engolidors i dolines). A la zona més interna de l'aplanament hi ha en una amplada de 30-50 m una àrea amb lòbuls de soligelifluxió formats per una abundant matriu lutítica, graves i petits còdols angulosos. El camp de lòbuls davalla pel vessant suau i penetra en una dolina tancada per la barra rocosa que a 2.400 m delimita la superfície d'aplanament.



FIGURA 2. Superfície d'aplanament de lo Planell: zona superior de l'aplanament (2.550-2.600 m) amb dolines, engolidors i sortints rocosos calcaris.

— La carena, entre les valls de Son i de la Bonaigua, que es desenvolupa entre la plana de l'Infern (a l'est), el tossal de la Cabana dels Caçadors, el Pas del Coro, i arriba per l'oest fins a sota el planell de Tosa es correspon també amb un extens retall de superfície d'aplanament situat a cotes compreses entre els 1.850-2.100 m (és el segon nivell comentat per Zandvliet). A les zones no recobertes pels talls de la transfluència (plan d'Estaro – plans de les Cabanyeres) la carena es presenta aplanada i hi sobresurten un seguit de sortints rocosos modelats en forma de «tor» (rocam trencat per gelivació amb amuntegament de blocs i colades de blocs als peus). En diferents indrets, per exemple, a la cota de 1.920 m a l'est del tossal de la Cabana dels Caçadors, la carena forma una petita «vall» paral·lela a la direcció orogràfica delimitada a banda i banda per dos tors. Entre aquest darrer cim i el castell Renau (tor remodelat antròpicament en una torre de guaita medieval) alguns d'aquests

sortints rocosos continuen cap a la solana i formen unes petites parets rocoses amb tarters antics als peus (base dels tarters a la cota de 1.915 m, antiga pleta).

— Als voltants del pic de Quartiules (2.228 m) es troben petits retalls de superfície d'aplanament que morfològicament i topogràficament coincideixen amb els homònims de la carena del Pas del Coro. La petita superfície queda delimitada per dos sortints rocosos (a la cota de 2.210 m i a la cota de 2.228 m). El primer tor presenta un aspecte ruïniforme i dona pas, a partir dels 2.160 m, a uns tarters antics que, vessant avall i amb menys pendent, evolucionen cap a colades de blocs i blocs «ancorats» que davallen cap a l'W-NW en direcció al refugi del Pla de la Font. Sota el cim principal i amb un desnivell de 120 m se situa un nou aplanament a la capçalera del barranc del Cargol (Jou).

— Amb el nom de «terrasses d'erosió» s'anomenen aquells replans rocosos que independentment de la seva natura lítica se situen en diferents alçades d'un vessant i que indiquen antics perfils de vessants i fons de vall terciàries. Tant Nussbaum (1956) com Zandvliet (1960) en comenten la presència a la vall de la Noguera Pallaresa (zona de Bonabé, entre Alós i Isil, València d'Àneu, Jou, Estaron, etc.). A la zona d'estudi podem comentar els següents indrets: *a*) el gran llindar de València d'Àneu, llavorat pels glaços quaternaris, es pot correspondre amb un antic fons de vall sobre el qual l'actual curs del riu s'ha encaixat, 120 m; *b*) la carena del turó de Bogarri (entre Jou i Arroser) se situa a 380 m sobre l'actual fons de vall i domina un sector de paret de vall en forma de *U*. Altres restes de terrasses d'erosió es troben aquí i allà als voltants de la cubeta d'Esterri i a altures compreses entre els 120 m i els 400 m (i per tant a diferents nivells); castell de Llort i roca d'Estat (confluència de la vall d'Espot), roca del Vesc (Dorve) i a sobre del llindar de la Torrasa (Berrós).

4.3. LES MANIFESTACIONS GLACIALS

Podem agrupar les formes glacials cartografiades en dos grans grups: les formes d'erosió i les formes d'acumulació. Les característiques de la vall de Son, amb el predomini de terrenys de muntanya mitjana rematats per un bloc d'alta muntanya (el massís de lo Tésol) i la posició central (a prop de la cubeta d'Esterri d'Àneu) respecte a l'antic sistema glacial de la Noguera Pallaresa, expliquen el predomini de les formes d'acumulació glacial (morenes, dipòsits d'obturació, etc.) davant les d'erosió (circs, cubetes de sobreexcavació, obis, etc.).

Troben les principals macroformes d'erosió glacial realment als extrems de la zona d'estudi i se situen també als extrems altitudinals de la zona d'estudi: circs glacials oberts al vessant est de lo Tésol i la gran cubeta de sobreexcavació a la plana d'Esterri d'Àneu. A cotes mitjanes les grans acumulacions relacionades amb el glacialisme obturen i emplen l'interior de les valls (Son, Arroser, Cabanes...).

4.3.1. El modelat d'origen glacial: les formes d'erosió

Circs glacials

Es corresponen amb els cóms o amfiteatres excavats als vessants alts de lo Tésol a partir de la remodelació, per part dels glaços quaternaris, d'antigues conques de recepció

TAULA 1. Principals característiques dels circs glacials.

<i>Nom del circ</i>	<i>Altitud màxima i mínima (m)</i>	<i>Longitud (m)</i>	<i>Amplada (m)</i>	<i>Orientació</i>	<i>Litologia</i>	<i>Extensió (ha)</i>	<i>Cubetes</i>	<i>Dipòsits</i>	<i>Tipologia</i>
Canal de les Estanyeres	2.701 2.300	760	502	E-NE	Calcàries (Devonià)	32,5	Sí (3)	No	Esglaonada
Canal de lo Tonedor	2.693 2.290	995	585	NE	Calcàries (Devonià)	45,6	No	Till de fons Morena fronto-lateral Glacera rocallosa	Esglaonada
Pala Palomera	2.455 2.175	370	145	E	Calcàries (Devonià)	5,5	No	Till a la boca del circ	Inicial

torrencials (eixamplant-les, excavant-les i redreçant les parets que les delimiten) i constitueixen les zones d'alimentació de les geleres. Tres són els circs glacials cartografiats: canal de les Estanyeres, canal de lo Tonedor i pala Palomera. Aquesta remodelació d'una conca de recepció torrencial en circ glacial es fa ben palesa al petit circ inicial de la pala Palomera. Els dos circs més desenvolupats tenen un perfil longitudinal esglaonat i a partir dels 2.300 m presenten una forta ruptura de pendent i enllacen mitjançant una petita «vall» fins a la zona de descàrrega glacial situada als plans de Campolado.

La dimensió dels circs de lo Tésol és modesta (el conjunt no arriba a 1 km² de zona d'acumulació) i no té comparació amb els grans circs compostos modelats a prop en terrenys granítics (Cabanes i Gerber) amb més de 7 km² de zona d'acumulació en cada cas.

Cubetes de sobreexcavació

Les cubetes de sobreexcavació són juntament amb els circs les geoformes d'erosió glacial més importants. Dos són els factors bàsics que en controlen la formació i defineixen els indrets més favorables per a l'excavació glacial: la sobreacumulació de glaç produïda a les confluències de diverses valls glacials o a l'interior dels grans circs i els factors li-toestructurals (canvis litològics, estat de la fracturació, etc.). A la zona d'estudi trobem aquestes morfologies en tres indrets i amb característiques ben diferents:

— La cubeta d'Esterri d'Àneu és un clar exemple de gran cubeta de sobreexcavació glacial situada en una vall principal pirinenca (Vilaplana & Casas, 1983; Bordonau *et al.*, 1989; Bordonau, 1992; Teixidó & Valls, 2004).

Orientada nord-sud, es troba entre els 928 m i els 980 m d'altura en un indret prou especial, al punt d'unió de diferents valls laterals que foren ocupades per potents llengües glacials (confluència de la gelera principal de la Noguera Pallaresa amb les geleres de la Bonaigua i d'Unarre). Té una morfologia allargassada, amb 6,5 km de longitud i una amplada màxima (zona d'Escalarre) d'1,5 km. Aquesta amplada es va reduint en direcció sud; a la Guingueta ja és de 500 m i prop del final, a l'embassament de la Torrassa, de tan sols 250 m. La superfície topogràfica actual és constituïda per la plana al·luvial, subactual i actual, de la Noguera Pallaresa i pels cons de dejecció de les valls laterals. En efecte, diferents petites valls i barrancs (Son, Arroser, Jou, Espot, Unarre, Burgo, Llaborre, Dorve i Berròs) es troben penjats damunt de la cubeta i hi enllacen a partir de trams fluvials amb fort pendent o mitjançant cascades. En aquests indrets i a uns 500 m d'altura respecte de la plana actual, moltes acumulacions glacials se situen a mig vessant.

Excavada en un rocam constituït per pissarres, fil·lites i esquistos del Cambroordovicià (Zandvliet, 1960), els llandars que la delimiten presenten unes roques més dures (de natura carbonàtica de l'Ordovicià) i marquen un relleu més acusat, amb la presència morfològica de barres rocoses transversals a l'eix de la vall. Sobre l'estret llandar de la Torrassa, s'hi abocava en temps glacials una nova gelera procedent d'una vall lateral (gelera d'Espot).

A partir dels diferents sondatges elèctrics verticals realitzats, s'ha pogut detallar el rebliment sedimentari de la cubeta i també la morfologia per sota de la topografia actual. Es tracta d'una cubeta simple amb un perfil longitudinal que presenta la màxima fondària 1 km al sud d'Esterrí d'Àneu, al tram mitjà, amb 400 m de profunditat (el substrat rocós es troba a 550 m respecte del nivell del mar). En direcció sud, la fondària decreix ràpidament; a la borda de Salito és de 300 m i a la Guingueta de 200 m. El perfil transversal dibuixa la forma típica de «cóm» glacial. Ambdós perfils i les dimensions assolides parlen clarament de la important sobreexcavació realitzada a la zona per un corrent de glaç (gelera de la Noguera Pallaresa) molt potent (gruixos al darrer màxim glacial [LGM] entorn de 1.000 m a la vertical d'Esterrí d'Àneu). Aquests 400 m de fondària són els màxims trobats a les cubetes estudiades al vessant sud dels Pirineus, lluny de les dimensions registrades a les cubetes de Benasc (300 m), Barruera (160 m), Bono (200 m) i Andorra la Vella (70 m).

— Petites cubetes de sobreexcavació ocupades per dolines i limitades per llandars rocosos amb el rocam llavorat pels glaços se succeeixen al llarg del circ de la canal de les Estanyeres: *a*) a 2.460 m (ocupada fins ben entrat l'estiu per un «pou de neu»); *b*) a 2.373 m (60 m de diàmetre i uns 15 m de fondària); *c*) a 2.304 m (ocupada per tres petites dolines), i *d*) a 2.100 m. La natura calcària del rocam del circ ha facilitat aquests fenòmens glaciocàrstics (cubeta-dolina), produïts per la convergència de diferents processos com els de sobreexcavació glacial, l'erosió de les cubetes en els moments finals de la desglaciació (gelera residual), l'erosió preglacial, glacial i postglacial de les aigües de fusió nival riques en CO₂ i una important gelivació (Nicod, 1975). La desaparició de les geleres als circs ha produït una reactivació dels circuits càrstics ajudats pel desgel del sòl i per la funcionalitat com a pous de neu d'aquestes depressions (Gómez *et al.*, 1983).

— Probablement alguna de les petites depressions situades als plans de Campolado també tenen un origen en la sobreexcavació glacial. En efecte, aquests plans foren ocupats pels gels procedents dels dos circs que entallen el massís de lo Tésol i que van estendre el front a Campolado, com ho demostren tant alguns sortints rocosos en forma de dors de balena (roca amoltonada, o *hummock*) com els diversos blocs erràtics calcaris que se situen aquí i allà damunt dels turons i de les depressions de la zona.

Altres macroformes glacials

Situats a la perifèria de la zona d'estudi trobem alguns sectors on també és evident la morfologia glacial. Podem comentar els trams de «vall en U glacial» a la zona de confluència de la vall de Cabanes amb la de la Bonaigua o a sota el turó de Bogarri (Jou) i els llinars rocosos que delimiten la mateixa cubeta d'Esterri d'Àneu. El llinar nord (a València d'Àneu) és espectacular: modelat sobre les restes d'una antiga terrassa d'erosió (relleu preglacial), presenta molts sectors amb la roca polida i estriada pels glaços, i on les aigües de fusió de la gelera de la Bonaigua varen excavar una espectacular gorja subglacial a la zona d'enllaç amb la Noguera Pallaresa.

La «vall penjada» de Son i el coll de transfluència glacial del Pas del Coro no han quedat definits per unes formes d'erosió glacial sinó pels importants volums de sediments glacials acumulats.

4.3.2. Els dipòsits relacionats amb el glacialisme: formes i sediments

Les acumulacions glacials que s'han cartografiat tenen l'origen en el treball d'erosió, transport i sedimentació realitzat per l'acció morfogenètica de les geleres quaternàries que es varen instal·lar en aquestes valls. Tills (dipòsits d'origen glacial) i morenes (formes d'acumulació glacial construïdes per dipòsits de till) són les acumulacions glacials per excel·lència, però no les úniques. Dins aquest grup també cal incloure totes aquelles morfologies i sediments la gènesi dels quals, tot i no ésser estrictament glacial, té relació directa amb la presència de les geleres. Ens referim a una variada mostra de fenòmens mixtos glaciolacustres, fluvioglacials i també, amb molta presència a la zona d'estudi, periglacials de marge juxtaglacial.

Les característiques principals dels tills a la zona d'estudi són:

- Es presenten com a acumulacions heteromètriques amb predomini de clasts de mida bloc i còdol (dimensions mètriques, decimètriques i centimètriques).

- La matriu del sediment és generalment sorrenca o llmosa-sorrenca de color beix amb fàbrica del tipus *matrix-supported*. L'abundor d'aquesta matriu, cal relacionar-la amb el procés de meteorització del gran nombre de blocs de granit que contenen els mateixos tills i morenes. Als dipòsits interns situats als sectors més basals dels vessants (talls a les obres de la variant d'Esterri d'Àneu) es pot observar una matriu diferent, formada per lutites grisblavoses, molt abundant i compacta que embolcalla els grans blocs.

- Els clasts pertanyen a les litologies locals (pissarres i alguna calcària) però amb un clar predomini de blocs i còdols granítics (no presents a la geologia de la zona estricta d'estudi), tant en estat fresc com fortament alterats (sauló). La presència dels blocs de granit, cal explicar-la dins el context de la dinàmica de l'antiga gelera de la Noguera Pallaresa que va ocupar les valls. A les zones de capçalera (Marimanya i Bassiero) sí que hi ha substrat granític. Els blocs de granit foren transportats per la gelera i dipositats tant al vessant de la cubeta d'Esterri d'Àneu (barranc d'Arrose) com al Pas del Coro (transfluència procedent de la vall de Cabanes) i, sobretot, a l'interior de la vall de Son (penetració de la gelera principal dins una vall lateral).

- La morfologia dels clasts pot ser de subangulosa (pissarres i calcàries) a subarrodonida (granits). Són presents «facetes» i «estries» en molts dels clasts de pissarres.

— La majoria dels tills localitzats i estudiats corresponen a tills supraglacials (generalment de fusió). És per aquest motiu que a vegades es troben a l'interior dels tills nivells amb llitatge de sorres, graves i petits còdols, que indiquen un clar treball de circulació d'aigua. Els escassos tills amb abundant matriu lutítica (comentats anteriorment) corresponen a tills subglacials (d'acreciment i de fusió).

— Una «seqüència tipus» d'un aflorament de till podria estar constituïda per un till subglacial a la base en contacte amb el substrat rocós i, a sobre, amb més extensió lateral, un till supraglacial. Molts cops aquests tills estan fossilitzats al seu torn per potents dipòsits periglacials del vessant que alhora retreballen i inclouen dins el seu sediment materials procedents del desmantellament dels mateixos tills (blocs i còdols d'origen glacial).

Atenent a la posició topogràfica, trobem dins la zona d'estudi els següents tipus de dipòsits i acumulacions glacials:

- Els grans dipòsits laterals.
- Els dipòsits a les valls altes.
- Els dipòsits dels circs.
- Els dipòsits de la cubeta d'Esterri d'Àneu.

4.3.2.1. Els grans dipòsits laterals

Dins aquest grup se situen les acumulacions i les morfologies més extenses i interessants. Ara n'abordarem la descripció i interpretació.

Blocs aïllats i acumulacions de blocs glacials

Grans blocs aïllats de granit, clarament d'origen glacial, es troben a gran alçada pels vessants de les valls. La localització, la cartografia i l'estudi de les seves relacions espacials ens han de permetre reconstruir no tan sols la màxima extensió de l'ocupació glacial sinó també el detall de la penetració dels glaços des de la gelera de la Noguera Pallaresa cap a l'interior de la vall de Son i els límits d'aquesta respecte a l'altra entrada de glaços procedents de la vall de Cabanes (transfluència del Pas del Coro). La presència de blocs de naturalesa granítica dins d'àrees de geologia no granítica n'afavoreix la clara identificació com a blocs erràtics. En altres ubicacions, una major densitat de blocs erràtics en una zona ens permet interpretar-los com a restes d'antigues morenes desmantellades per processos posteriors. També podem parlar dins aquest grup dels blocs i còdols glacials incorporats als potents paquets de materials periglacials que cobreixen i regularitzen els vessants i que moltes vegades fossilitzen dipòsits de till no degradats. Aquests sediments es troben en altura, entremig dels blocs erràtics estrictes i els dipòsits de till o morenes que se situen més avall topogràficament.

S'han localitzats blocs erràtics a les següents cotes màximes:

- 1.865 m: mata de València - sota Pas del Coro (+425 m, sobre la vall de la Bonaigua).
- 1.765 m: solana de Son - plana de l'Infern (+817 m, sobre el pla d'Esterri d'Àneu).
- 1.675 m: bosc Negre d'Arrose (+727 m, sobre el pla d'Esterri d'Àneu).
- 1.670 m: serrat de Sarroca - Arrose (+ 22 m, sobre el pla d'Esterri d'Àneu).



FIGURA 3. Bloc erràtic de granit al serrat de Sarroca (cota 1.670 m) entre la vall de Son i el barranc d'Arrose.

Escampats aquí i allà pels turons arrodonits dels plans de Campolado i les Estanyeres, es troba un nou tipus de bloc erràtic. Es tracta de blocs angulosos de dimensions mètriques de calcàries clares on es pot apreciar bé l'estratificació original en bancs de potència centimètrica. La dimensió, la natura dels blocs, l'estratificació marcada i la posició damunt dels turons modelats bàsicament sobre pissarres negres del Silurià i coberts de prat alpí, els fan clarament identificables. L'origen dels blocs, cal cercar-los a l'interior dels circs excavats al vessant est de lo Tésol (canal de lo Tonedor i canal de les Estanyeres). Els glaços instal·lats a lo Tésol varen excavar els circs i varen transportar aquests blocs fins a les zones més distals dels plans de Campolado, a més de 600-650 m de l'embocadura dels circs. L'escampall de blocs erràtics arriba pràcticament fins a la pista forestal que circumda la zona i ajuda a delimitar el perímetre extern del lòbul glacial que va ocupar la zona durant el darrer màxim glacial.

El complex sedimentari de Son - les Planes de Son

L'entrada d'un apèndix glacial a la vall de Son procedent de la vall principal va provocar la sedimentació d'un important i variat volum de dipòsits glacials. Dues morenes en etapes successives varen barrar el desguàs de la vall i van provocar la formació d'un llac d'obturbació juxtaglacial amb el consegüent rebliment posterior amb sediments glaciolacustres i fluvioglacials.

Troblem les següents formes i sediments:

— Els tills. Ocupen tot l'ample fons de la vall de Son i les parts baixes dels vessants des de la morena de Comial - les Planes de Son, els sectors suaus ocupats per prats de dall (les Feixes) entre les Planes de Son i el nucli de Son, i tot el vessant d'enllaç entre la vall i el fons de la cubeta d'Esterri d'Àneu. Sols a la zona baixa del vessant apareixen alguns sortints rocosos (pilones de la línia elèctrica). Pels vessants el till arriba més amunt (1.425 m entorn del nucli de Son i 1.600 m al Centre de les Planes de Son) que el sostre de la morena de Comial - les Planes de Son (1.550 m). Els col·luvions del vessant d'origen periglacial fossilitzen aquests sectors dels tills i també incorporen materials d'origen glacial a l'interior. Aquest fet es pot apreciar prou bé als talls del costat de la carretera i al barranc de la Pala. Entorn del Centre de les Planes de Son i el centre de fauna, hi ha una important acumulació de till, que marca el sostre d'aquest dipòsit (1.600 m). Lateralment, aigües amunt i seguint la pista del Pas del Coro, aquest dipòsit és substituït per un col·luvió periglacial que inclou clasts d'origen glacial (blocs i còdols granítics) fins a uns 1.620 m. Més enllà els clasts glacials desapareixen i no se'n torna a observar en superfície o en afloraments fins molt més amunt i situats ja al till de la transfluència del Pas del Coro. Així doncs, no hi ha traces d'una possible connexió entre ambdós tills (ni entre les dues penetracions de glaços a la vall de Son).

Des del punt de vista sedimentològic es distingeixen dues unitats o litofàcies:

a) Till supraglacial. Es troba entre els 1.200 i els 1.600 m i és perfectament visible als marges de la carretera d'Esterri a Son i d'aquest nucli al centre de les Planes de Son. Està constituït per blocs i còdols heteromètrics de pissarres aplanades i granits subarrodonits. El granit es presenta amb una gran proporció en estat alterat (fins al 50 %). La matriu abundant és llimosa-sorrenca. No s'aprecien gaires estructures en el sediment. Potències observables: 2,5 a 4 m. L'interpretem com un till supraglacial en fàcies de till de fusió. En alguns sectors es poden trobar inclosos dins el sediment materials clarament fluvio-glacials.

b) Till subglacial. Es localitza a la zona baixa de l'acumulació, entre el riu de Son i la carretera del port de la Bonaigua i per sota dels 1.100 m d'alçada. Amb les obres de construcció de la variant d'Esterri d'Àneu es van observar (gener de 2008) nous i extensos talls que confirmaven la presència de tills d'origen subglacial a les zones baixes del vessant.

— La morena de Comial - les Planes de Son (1.550 m). Situada a l'interior de la vall que tanca l'esplanada de les Planes de Son presenta un llom morènic clar i ben conservat orientat perpendicularment en direcció de la vall. Té una longitud de 527 m i queda separada dels vessants pels cursos del barranc de les Cabanyeres i el barranc del Tinter. El sostre de la morena és als 1.550 m i presenta un desnivell interior (cap a les Planes de Son) de 15 m i un talús exterior d'uns 60 m. Es troba molt coberta pel bosc i no s'hi aprecien afloraments significatius. La clara morfologia i els grans blocs granítics que afluïren en superfície ajuden a identificar-la.

— Els dipòsits glaciolacustres i fluvio-glacials de les Planes de Son. El barratge de la vall per part de la morena de Comial - les Planes de Son va provocar la formació d'un llac de marge juxtaplacial (d'unes 20 ha de superfície) a l'interior de l'actual zona de les Planes de Son. Posteriorment, el llac fou reblert per la progradació de dos cons fluvio-glacials

TAULA 2. Resum dels principals afloraments del complex sedimentari de Son - les Planes de Son.

<i>Nom / zona sostre</i>	<i>Cota</i>	<i>Potència</i>	<i>Materials</i>	<i>Estructura</i>	<i>Interpretació</i>
Antiga caseta Aigües (Esterri) Complex sedimentari de Son	1.010 m	4 m	Blocs i còdols (granits i pissarres) amb gran proporció de clasts alterats, englobats en una massa de graves, petits còdols, sorres grolleres i fins molt compactada. En alguns sectors la matriu, lutífica, és més abundant.	Estructures de sobrecàrrega: lutites injectades a les fissures dels blocs alterats, blocs englobats per lutites, nivells de sorres i lutites amb laminació deformada pels còdols que contenen, etc.	Till subglacial (till de fusió).
València d'Àneu Complex sedimentari de Son	1.110 m	6 m	Base (3 m): diamicton format per una abundant matriu lutífica (+60 %) de color gris-blau que engloba petits còdols amb facetes glacials i blocs (de mides 20-50 cm) subangulosos de pissarres i granits (tant alterats com frescos). Aspecte massiu. Sostre (3 m): diamicton com a la base però amb una matriu menys abundant (20-25 %) i de color beix. Hi abunden graves i petits còdols. Nivells de clasts molt alterats (s'esfullen). Cert treball de les aigües de fusió.	Massiva. Sense llitatge.	Till subglacial d'acreció (<i>lodgement till</i>) a la base i till subglacial (till de fusió) al sostre.
Son Complex sedimentari de Son	1.370 m	2,5-4 m	Blocs, còdols amb matriu limosa-sorrenca abundant, de color gris que engloba graves i petits còdols. Granits subangulosos i pissarres (poques) més angulosos. Gran abundor de clasts alterats de granit (50 %).	Massiva. Sense llitatge. Inclou nivells de sorres i graves ben diferenciats.	Till supraglacial (fàcils till de fusió) amb nivells fluvioglacials.
Les Planes de Son Complex sedimentari de Son	1.603 m	5 m	Base (3 m): còdols, graves i sorres sense matriu de fins. Inclou blocs de granit subarrodonits (un percentatge elevat està alterat) i de pissarres subangulosos. Hi abunden els clasts força rodats (petits clasts). Sostre (2 m): còdols i blocs angulosos, alguns de subangulosos amb matriu abundant limosa-sorrenca de color beix.	Base: nivells horitzontals de graves i còdols que inclouen passades de sorres estratificades. A les zones més rentades la imbricació dels clasts és evident (direcció). Sostre: sense llitatge.	Dipòsit de <i>kame</i> (glaciofluvial) a la base i col·luvió periglacial al sostre que inclou material d'origen glacial.



FIGURA 4. Detall del dipòsit glaciofluvial (*kame*) de les Planes de Son (pista sobre el centre de fauna, cota 1.595 m).

procedents del massís de lo Tésol. Aquests dipòsits glaciolacustres d'obturació lateral es varen formar al llarg d'una fase d'estabilització glacial de la darrera glaciació i conserven un valuós registre sedimentari. Al vessant sud dels Pirineus s'han localitzat i estudiat (Vilaplana, 1983 i 1984; Serrat *et al.*, 1983; Bordonau, 1992) altres llocs d'aquestes característiques a: Llestui (vall de Llauset), la Massana (vall d'Andorra), Taüll (vall de Boí), Cerler (vall de Benasc) i Linàs de Broto (vall de l'Ara).

A les Planes de Son es diferencien les següents unitats:

— Els dipòsits glaciolacustres ocupen el centre de la cubeta (antic llac). No podem apreciar el sediment del dipòsit a causa del rebliment posterior del llac i a causa de la manca de bons afloraments. En deduïm l'existència del context geomorfològic de l'àrea. Podem calcular a la part interior de la cubeta un gruix de sediments (glaciolacustres a la base i glaciofluvials al sostre) entorn dels 40-45 m. Els materials lacustres deuen estar formats per l'alternança de nivells lutítics i alguns de sorrenes amb laminació paral·lela. A la zona summital (superfície) de l'antic llac s'observen zones torboses i sediments típicament fluvials amb nivells de graves i petits còdols aplanats i imbricats, i sorres amb la part basal amb llitatge horitzontal. Aquests materials es corresponen amb el tram final del rebliment del llac per part dels cons glaciofluvials. Si es realitzés un sonatge mecànic dins aquest antic llac, no sols podríem esbrinar la natura dels sediments sinó també realitzar-hi datacions absolutes (estudi pol·línic i datació de la matèria orgànica per C14)

que explicarien els ambients i el paleoclima a la zona probablement des de fa uns 50.000 anys BP.

— Els dipòsits fluvioglacials es corresponen amb els cons de dejecció construïts pels torrents de les Cabanyeres i de les Estanyeres que drenen el vessant est del massís de lo Tésol. El barranc de les Estanyeres durant molt de temps (darrer període glacial) aportava les aigües de fusió de les geleres locals de lo Tésol. L'absència d'afloraments als dipòsits no permet detallar-ne les característiques, tot i que ens podem imaginar que estan construïts a la zona proximal (inici dels cons de dejecció) per importants paquets de blocs i còdols embolcallats per grava i sorres sense una clara ordenació (règim torrencial), mentre que a les zones distals els dipòsits es deuen presentar més ordenats, amb una seqüència granodecreixent del sediment i amb una estructura deltaica progradant cap a l'interior de l'antic llac.

— La morena de Son - Casterasso (1.320 m). La segona morena del complex sedimentari de Son se situa una mica aigües avall del nucli urbà de Son. Com en el cas anterior també dibuixa clarament un llom morènic perpendicular a la direcció de la vall. Té una longitud aproximada de 360 m, amb continuïtat pels dos vessants (el vessant esquerre molt més desdibuixat). El riu de Son s'hi encaixa amb una incisió de més de 35 m sense que aflori el rocam en cap zona. El sostre del dipòsit es troba a 1.320 m, amb un desnivell intern reduït (uns 6 m) cap a la zona de Querides i un talús exterior important que arriba als 1.240 m (amb un desnivell de 80 m). No aflora el rocam enlloc, tampoc no s'hi obser-



FIGURA 5. Detall del till subglacial de València d'Àneu (tall a les obres de la variant d'Esterri d'Àneu). S'observen clarament els dos nivells lutítics amb blocs descrits a la taula 2 (1r nivell, gris-blau a la base, i 2n nivell, beix al sostre).

ven talls. En superfície es troben grans blocs de granit de mides mètriques en gran quantitat. Molts d'aquests blocs han estat reaprofitats pels humans i formen part dels murs de les antigues construccions del poblat de Casterasso, situat al damunt mateix de la morena (poblat de l'alta edat mitjana i possiblement anterior). La morfologia plana del sector intern (Querides) amb la presència de zones mal drenades podria indicar una nova obturació lacustre a la zona.



FIGURA 6. Vista general de la morena de Casterasso (1.320 m) situada aigües avall del poble de Son. A la dreta del llom morènic s'observen els prats de la zona de Querides. La fletxa indica la direcció del gel.

Els dipòsits relacionats amb el glacialisme del barranc d'Arrose

Al barranc d'Arrose se situen diferents dipòsits relacionats amb l'antiga ocupació glacial. Seguint un transsecte paral·lel al mateix vessant, trobem, des de l'aparició dels primers blocs erràtics a gran alçada fins als dipòsits situats al fons del barranc en contacte amb la cubeta d'Esterri, una variada i heterogènia gamma de sediments. Estudiarem la morfologia del vessant, els detalls amagats dins el bosc Negre, els petits talls situats a les vores de les pistes forestals o al costat dels torrents. Sols quan ho posem tot junt al mapa comencem a veure-ho una mica més clar. Aquestes són les diferents tipologies de sediments trobats en relació amb el glacialisme:

— Els blocs erràtics de natura granítica (ja comentats), que se situen escampats pels vessants a partir dels 1.675-1.600 m d'altura (serrat de Sarroca, pista del bosc Negre) i que marquen el sostre de l'ocupació glacial a la zona.

— Els rebles periglacials de marge juxtaglacial situats al vessant esquerre del barranc entre els 1.635 m i els 1.500 m.

A partir de l'aparició dels primers blocs erràtics es veu clarament vessant avall un augment del gruix dels dipòsits periglacials que regularitzen el vessant. Aquests dipòsits, amb la disposició, el gruix i la inclusió de blocs i sediments glacials a l'interior, denoten la presència propera, en el moment de la seva gènesi, de la gelera de la Pallaresa. El barratge de la gelera i les morenes condiciona la dinàmica pròpia dels vessants i hi aporta materials rodats des de la mateixa morena o bé transportats pels torrents juxtaglacials que circularen entre les morenes i els vessants del barranc d'Arrose. A diferència d'altres indrets a les valls d'Àneu (Aidí, barranc de Boès, etc.) aquí, a causa del fort pendent, no s'han conservat restes morfològiques dels replans juxtaglacials.

En general, aquests potents dipòsits estan constituïts per clasts locals angulosos i aplanats (pissarres) de la mida d'un petit còdol, graves i blocs amb una fàbrica *clast supported*, és a dir, amb una matriu mínima present al sediment (llimosa de color beix). Amb una estructura massiva, els clasts de mida més gran s'ordenen en nivells amb disposició paral·lela al vessant. La variabilitat lateral dels dipòsits és gran. A cops és visible l'estructura en l'alternança (ordenament) de nivells amb clasts de mides grans o petites, o també en la presència de nivells de clasts amb disposició ondulada (en forma de colada) o de nivells de gravetes mil·limètriques aplanades o de graves i petits còdols i sense matriu. A la zones on en superfície apareixen blocs erràtics de granit, aquesta litologia també és present a l'interior del sediment amb còdols i blocs subangulosos i subrodats de granit. L'acumulació és coronada per una formació edàfica, per petites tarteres fòssils procedents de sortints rocosos no totalment desmantellats (tors) i que es troben a mig vessant, o per les acumulacions de grans blocs erràtics de granit (aquests són ben visibles entre els 1.575 m i els 1.530 m). El gruix del dipòsit varia segons la posició dins el vessant i el mateix relleu subjacent. Es troben gruixos visibles de 2-2,5 m (per exemple, al tall de la cota de 1.635 m; coordenades UTM 344009-4719462) i el màxim observat és de 7 m (tall als revolts de la pista a la cota de 1.540 m; coordenades UTM 344244-4719504). La potència d'aquest darrer aflorament permet diferenciar-hi clarament tres nivells: la base, amb 4 m de potència, està formada per còdols, algun bloc i graves angulosos i aplanats d'origen local, i disposició paral·lela al vessant amb una matriu escassa llimosa-sorrenca de color beix; per sobre, amb una potència d'1-1,5 m, al nivell dominen els blocs i còdols (materials locals, disposició paral·lela al vessant) amb una fàbrica clara *clast supported*; el sostre és format per una formació superficial i el sòl té un gruix de 0,3-0,5 m.

Interpretem tots aquests dipòsits com a rebles de vessant (rebles assistits d'origen periglacial situats en un context de marge juxtaglacial) generats en un clima fred de manera coetània a la presència de la gelera de la Pallaresa a la zona amb uns gruixos importants (quasi màxims) dins el darrer màxim glacial. Els rebles assistits inclouen, com hem observat, sediments d'origen glacial aportats des de les mateixes morenes de la gelera. No hem trobat al dipòsit (sí, però, en altres dipòsits situats més avall a la pista general de Son a Jou) veritables esbaldregalls estratificats o ordenats (*grèze-litée*).

— Els dipòsits d'obturbació que es troben entorn dels 1.400 m a les zones amb menys pendent a l'interior del barranc.



FIGURA 7. Detall dels potents rebles assistits d'origen periglacial del barranc d'Arrose (cota 1.635 m). Tall a la pista a prop del serrat de Sarroca.

Entre els 1.420 m i els 1.380 m (carretera de Son a Jou), a l'interior del tàlveg, hi ha un petit replà que es relaciona amb un dipòsit d'obturació de marge glacial (posició juxtaplacial). El torrent d'Arrose s'encaixa 4 m en l'acumulació. Els pocs talls visibles (alguns d'estudiats el 1982) amb les obres a la carretera i la mateixa dinàmica natural han desaparegut o bé no es veuen correctament, però mostren nivells de lutites amb graves i còdols, còdols i graves amb matriu sorrenca escassa. A banda i banda del torrent d'Arrose es troben al costat de la pista diferents petits afloraments on s'observa, sota d'un sol fosc amb abundant torba i lutites grises-negres amarades d'aigua (patamoll en superfície), un sediment (amb gruixos de 0,5-1 m) format per graves i petits còdols angulosos de materials locals (pissarres) amb una fàbrica abundant del tipus *matrix supported* de lutites amb colors beix i gris força humides. Dins el sediment es veuen còdols i graves de pissarres molt alterats (s'esfullen amb la mà) i petits còdols també de pissarres i forma subangulosa amb cares arrodonides típicament glacials.

Pel tipus dominant de material s'associa el dipòsit a un ambient fluvio-glacial i glaciolacustre.

— Els talls recoberts per dipòsits periglacials de vessant situats al sector baix del barranc d'Arrose.

Aquests dipòsits se situen al marge esquerre del torrent d'Arrose, per sota de la carretera de Son a Jou, entre els 1.300 m i els 1.100 m d'alçada. La zona en superfície es presenta amb uns pendents molt més suaus que a l'interior del barranc, s'hi troben petits replans que

històricament han estat remodelats antròpicament mitjançant bancals com a lloc de conreus i pastures fins fa relativament poques dècades. La zona es mostra oberta a la vall principal i configura part del vessant oest de la cubeta d'Esterri d'Àneu, situada encara 300 m per sota. En direcció al torrent d'Arrose, els dipòsits descansen damunt d'una zona rocosa molt fracturada sense quasi vegetació i afectada per erosió activa (xaragalls molt visibles).

La potència observable dels tills és de 5 m i al damunt presenten un recobriment important de rebles periglacials de vessant que inclouen i retreballen alhora materials procedents dels mateixos tills (potència de 2 m). Als afloraments més extensos el till es veu format per blocs i còdols (de granit i de pissarres majoritàriament) englobats dins una matriu de grava i sorres de color beix abundant sense compactar. Alguns dels blocs tenen grans dimensions (2-3 m de diàmetre). La morfologia dels clasts més grans és tant subangulara com subarrodonida. Hi són presents blocs de granit alterats. No s'observen estructures destacables dins el sediment, a part de la presència de nivells de blocs, de còdols i de grava sense matriu. Després del till han caigut vessant avall diversos blocs (diàmetre superior als 2 m) formats per una mena de «conglomerat» molt compacte amb grava cimentada que engloben blocs i còdols de granit, granits alterats i pissarres.

Interpretem aquests dipòsits com un till supraglacial, afectat per un important retreballament i fossilitzat per rebles de vessant d'origen periglacial.



FIGURA 8. Sector mitjà del barranc d'Arrose: 1. Dipòsit de till glacial; 2. Rebles periglacials de vessant que fossilitzen el till; 3. En primer terme, s'observa el substrat rocós i el material del vessant afectat pel procés d'aixaragallament.

El complex plan d'Estaro - planell de Breviari

A banda i banda de la divisòria d'aigües entre les valls de Cabanes i de Son se situen extensos dipòsits glacials. La disposició, interrelació, morfologia i estructura que presenten permetran seguir l'evolució de l'ocupació glacial i les fluctuacions en un context geogràfic molt especial: la carena del Pas del Coro. I és que aquesta carena divisòria va funcionar com un veritable llindar glacial. En les èpoques del darrer màxim glacial els glaços procedents de la vall de Cabanes travessaven pel Pas del Coro tot vessant la càrrega cap a dins de la vall de Son (transfluència glacial). En altres episodis els gels no varen superar la carena però sí que van deixar petjada en el paisatge amb importants acumulacions glacials, algunes de les quals conserven actualment la morfologia original. Trobem tres grans acumulacions clarament diferenciades:

— Les morenes del plan d'Estaro - plans de les Cabanyeres (till de transfluència), situats des de la mateixa carena fins a l'interior de la vall de Son (barranc de les Cabanyeres).

Examinant les fotografies aèries i els mapes topogràfics es veu clarament una indefinició en la línia de carena entre el vessant de lo Tésol, el planell de Tosa, els plans de les Cabanyeres i el plan d'Estaro fins a arribar al mateix Pas del Coro. La morfologia preglacial conservada (restes de nivells d'aplanament) ha facilitat la conservació dels dipòsits deixats pel pas de les geleres. Amb el treball de camp realitzat s'ha pogut identificar aquest important recobriment morènic i se n'ha cartografiat l'extensió en detall. El till se situa damunt la carena des de la cota de 1.975 m (situada dos turons més a l'oest del mateix Pas del Coro) i s'estén al llarg d'uns 525 m fins a la cota de 2.010 m, on la carena augmenta de pendent en direcció al planell de Tosa. Cap al vessant de Cabanes l'acumulació baixa poc de cota; de seguida que canvia el pendent, desapareix i sols es troben blocs erràtics de granit al mig del bosc. Per contra, cap al vessant de Son l'acumulació davalla potent fins a arribar a la pleta de Cabanyeres (1.760 m) i s'estén des del mateix barranc de Cabanyeres fins a una carena secundària entre aquest i la petita valleta que baixa del mateix Pas del Coro.

En uns talls oberts a la pista forestal (1.870-1.890 m) s'observa amb un gruix mínim de 2 m un dipòsit format per blocs, còdols i graves i una abundant matriu (20-30 %) llimosa-sorrenca de color beix. Dominen els clasts subangulosos i alguns subrodats tant als granits, molt freqüents, com a les pissarres i altres litologies. Molts clasts es troben alterats. Lateralment, als talls s'observen zones més rentades amb matriu escassa, nivells formats per petits còdols angulosos amb matriu, nivells de sorres laminades amb certa deformació (ondulació). Interpretem aquests afloraments com un till supraglacial.

Tota aquesta acumulació fou dipositada per una llengua de glaç procedent de la veïna vall de Cabanes (transfluència glacial). Els clasts granítics presents al dipòsit són concloents respecte d'aquesta qüestió, atesa l'absència d'aquesta litologia en el substrat rocós de la zona. Per la diferència de cotes entre la carena (1.975 m) i el fons de la vall de Cabanes (1.670 m aproximadament) podem calcular en 305 m el gruix mínim assolit per la gelera de Cabanes durant l'episodi en què va funcionar la transfluència glacial.

Autors com García Sainz (1935) i Zandvliet (1960) comenten aquesta transfluència, li donen una major extensió i en situen el límit extern a la morena de Son-Casterasso. Nosaltres creiem, després de la cartografia detallada de la zona i de constatar els límits espacials tant del till de la transfluència com de la resta de dipòsits situats més avall, el sector

net de tills entre ambdues acumulacions i les relacions topogràfiques i espacials, que no va arribar a haver-hi connexió glacial entre els dos focus glacials i que cada grup de dipòsits fou generat per una gelera diferent: la gelera de Cabanes va sedimentar les morenes d'Estaro - plans de les Cabanyeres, i la gelera principal (Noguera Pallaresa), les morenes de Son, de les Planes de Son i els blocs erràtics penjats pels vessants de la vall (costa de la Solana i serrat de Marcolís).

— El replà morènic prop del Pas del Coro. Al NE de la collada del Pas del Coro i a 1.940 m d'altura se situa pel vessant de Cabanes un nou replà cobert de material morènic. El dipòsit s'estén uns 200 m paral·lel a la carena i queda delimitat per aquesta carena rocosa del castell Renau (2.000 m), que domina el till entre 10 i 20 m, i uns sortints rocossos que configuren un canvi de pendent al vessant en direcció al bosc de la mata de València. En superfície s'observen blocs mètrics i decimètrics de granit, calcàries i quars, i en petits talls, a prop de la carena, es veuen lutites grisblavoses amb petits còdols. Calculem entre 2 i 3 m la potència del dipòsit. L'entorn immediat del Pas del Coro està lliure de materials glacials i sols comencem a trobar algun bloc erràtic a mesura que anem baixant pel vessant per l'interior del bosc. Les primeres acumulacions de blocs erràtics es troben cap als 1.865 m amb grans blocs de quars (diàmetre 8-10 m) i blocs mètrics de granit de morfologia subangulosa.

— El replà juxtaglacial dels plans de Breviari (vall de Cabanes). Entre els estreps del cap de la Pala del Tésol (2.384 m), la carena del planell de Tosa i el Pas del Coro, una petita coma es modela i resta penjada a la dreta de la vall de Cabanes. A l'interior



FIGURA 9. Vista general del replà juxtaglacial dels plans de Breviari (vall de Cabanes).

entre els 1.830 m i els 1.860 m d'altura hi ha un marcat replà (plans de Breviari) recobert per tills glacials que formen un replà d'obturació juxtaglacial. El formen dos lloms morènics que sobresurten uns 4 m sobre el fons del pla (4,5 ha), ocupat actualment per una mollera i diferents patamolls. El material morènic està format per blocs i còdols granítics embolcallats en una matriu llimosa-sorrenca de color beix (till supraglacial). Des del sud, pels vessants de lo Tésol, davalla fins al pla una llengua d'un moviment en massa (formada per grans lòbuls d'uns 5 m d'altura). Més avall de la sortida del replà fins a 1.810 m el pendent es manté suau i es troba en superfície una gran abundor de grans blocs granítics i petits patamolls. Des d'aquesta cota fins a enllaçar amb el fons de la vall (cobert de material morènic indiferenciat), el vessant ja és molt més redreçat.

L'obturació dels plans de Breviari fou construïda per la gelera de Cabanes en una fase d'estabilització glacial posterior al funcionament de la transfluència anterior (i amb un gruix de gel també menor, entorn dels 160 m).

4.3.2.2. Els dipòsits glacials a les valls altes

Les morenes i els tills del fons de la vall de Cabanes

Una acumulació extensa ocupa el sector baix de la vall de Cabanes i s'estén fins a la confluència amb la vall de la Bonaigua (la Bonaigua de Baix) entre els 1.450 m i els 1.800 m d'altura. Tot i la frondositat de la zona (coberta pel bosc de la mata de València) i els escassos afloraments podem extreure i ordenar les següents dades:

— Un cordó morènic se situa al vessant dret de la vall entre els 1.600 m i els 1.700 m. A 1.650 m d'altura s'aprecia bé la petita valleta que corre entre el vessant i la morena amb un gruix mínim d'aquesta de 5 m.

— Més avall del cordó morènic el dipòsit continua recobrint el fons de la vall i part del vessant oposat. En superfície s'observen uns lloms longitudinals de materials heteromètrics i altres de formats exclusivament per grans blocs granítics sense matriu (aspecte rentat). A 1.600 m corre el torrent de Breviari entre el llom morènic anterior i els lloms longitudinals del fons. En petits talls trobem blocs, còdols granítics subangulosos (també hi ha petits còdols de pissarres molt més angulosos) i graves amb una matriu abundant llimosa-sorrenca de color gris fosc. En altres talls, en posició més basal a prop del riu de Cabanes, apareix una matriu abundant lutítica de color grisblavós amb graves i petits còdols facetats i amb estries (till subglacial?).

— Part del sediment més superficial que forma aquestes acumulacions del fons de vall i les que s'enfilen pel vessant oposat i cap a dins de la vall de la Bonaigua, es correspon amb dipòsits del vessant que incorporen blocs i còdols d'origen glacial (retreballament de materials glacials).

Blocs erràtics i restes de till a la mata de València

Al vessant dret de la vall de la Bonaigua (sector de la mata de València), tal com ja hem comentat anteriorment, es troben blocs erràtics de natura granítica fins als 1.865 m d'altura. En petits replans situats a mig vessant també hi ha concentracions de blocs d'a-

quest tipus (sector del refugi, a 1.580 m). En aquesta segona ubicació cal parlar de blocs i còdols glacials (retreballament) incorporats als dipòsits periglacials del vessant que un cop retirats els glaços varen començar el procés de regularització del vessant. Aquests rebls de vessant ocupen àmplies i potents extensions a la zona, on de tant en tant apareixen alguns sortints rocosos, i en molts casos poden fossilitzar acumulacions de till no degradades.

4.3.2.3. Els dipòsits als circs

A l'interior del circ de la canal de lo Tonedor és on se situen, amb una successió molt didàctica de morfologies, les millors manifestacions glacials d'alçada a la zona. Des de l'interior cap a l'exterior del circ trobem els següents dipòsits:

— Entre els 2.460 m i els 2.320 m tot el fons del circ està recobert per una potent acumulació de material morènic que forma tres lloms longitudinals (fins a la cota de 2.400 m) separats per petites depressions també orientades longitudinalment cap a la direcció del circ. L'alçada dels turons respecte a les depressions es de 2-4 m. La superfície del dipò-

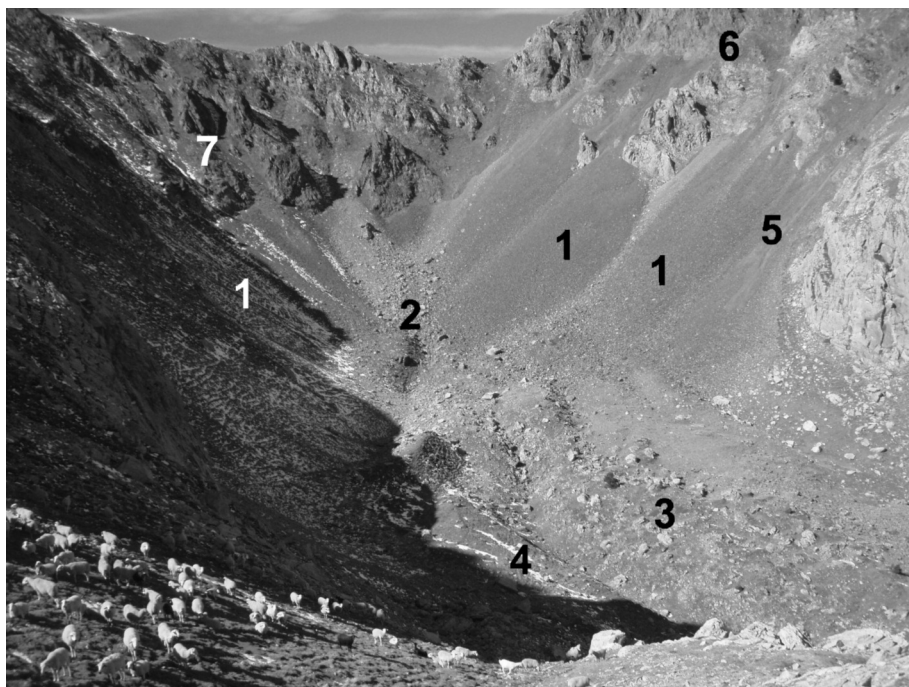


FIGURA 10. Dipòsits a l'interior del circ de la canal de lo Tonedor: 1. Grans cons d'esbaldregalls (tarteres) funcionals; 2. Tartera afectada per flux amb «inflament» frontal (cota 2.451 m); 3. Lloms longitudinals de material morènic al fons del circ; 4. Replà morènic adossat al vessant; 5. Flux de rebls (clasts i fang) al mig d'una tartera; 6. Paret rocosa (roca Blanca, 2.693 m); 7. Vessant rocós (pic del Pinetó, 2.648 m).

sit està colonitzada per gespes i hi apareixen grans blocs angulosos calcaris. Cap a l'interior dels solcs la concentració de blocs és més gran i amb estructura oberta (sense fins). La mateixa acumulació forma un marcat replà al vessant dret del circ que domina uns 6-8 m la depressió longitudinal que el delimita. Grans tarteres (cons d'esbaldregalls), algunes encara funcionals, van progressivament fossilitzant el dipòsit. Aquesta morfologia en lloms i depressions ens indica la probable existència d'un carst cobert. La funcionalitat de dolines i engolidors ha provocat aquestes depressions en el sediment, on s'aprecia un rentat de fins en superfície. Als 2.400 m hi ha un canvi de pendent (2.400-2.440 m), el dipòsit continua recobrint el fons del circ però amb un aspecte més vulgar fins a la boca del circ.

— Una morena frontolateral es dibuixa clarament a la boca del circ de la canal de lo Tonedor. El cordó morènic lateral (esquerra) apareix cap als 2.320 m d'altura, un solc d'entre 2-4 m d'altura el delimita clarament dels tarters del vessant. Sobre el fons del circ el llom s'aixeca uns 8-10 m d'altura. Sols veiem la morfologia del dipòsit, no hi ha afloraments i només s'aprecien blocs esparsos en superfície. El conjunt està colonitzat per gespes i bosc aclarit de pi negre. Als 2.290 m, al peu d'un canvi important de pendent (boca del circ), el cordó lateral enllaça amb una petita però ben conservada morena frontal. Aquesta presenta un talús intern d'uns 3 m d'altura, però cap a l'exterior, saltant per l'embocadura del circ, construeix un potent talús de més de 100 m de desnivell (2.290-2.185 m).

— Una gelera rocallosa (*rock glacier*) es desenvolupa sota les parets (cim a la cota de 2.486 m) i tarters del vessant dret del circ entre els 2.340 m i els 2.320 m d'altura i es posa al damunt del till del fons del circ i, d'una manera molt clara, també sobre la morena frontolateral tot fossilitzant-ne el sector dret. Presenta la típica morfologia d'arcs de blocs i depressions que denoten l'antic flux (dimensions mètriques i decimètriques dels clasts) amb poca o nul·la presència de fins. L'arc extern està molt desenvolupat i presenta alçades de 10 m (zona superior) i 20 m (sobre la morena frontal). El context topogràfic, la morfologia i la situació altitudinal permeten interpretar aquesta gelera com una gelera rocallosa inactiva d'origen periglacial (Chueca, 1991) construïda durant un període, el Tardiglacial, caracteritzat per una recurrència del fred en un clima sec (Serrat, 1979). Aquesta tipologia és la més freqüent als Pirineus i pressuposa un origen no glacial del glaç (glaç intersticial entre els blocs). La no-funcionalitat de l'aparell s'evidencia per la colonització del front amb gespes, matollars de neret i bosc de pi negre. Cap a l'interior, els blocs dels arcs contenen una important colonització líquènica que contrasta fortament amb la seva absència als blocs de les tarteres mig funcionals que des del vessant es posen damunt de la gelera rocallosa.

4.3.2.4. Els dipòsits de la cubeta d'Esterri d'Àneu

La realització, fa uns pocs anys, d'estudis entorn del rebliment sedimentari de diferents cubetes de sobreexcavació situades al vessant meridional dels Pirineus ha permès disposar de dades molt interessants per avaluar tant des d'un punt de vista geomorfològic com sedimentològic aquestes macroformes d'origen glacial (Vilaplana & Casas, 1983; Bordonau *et al.*, 1989; Bordonau, 1992). També de retruc han aportat dades sobre el funcionament del sistema glacial durant el màxim glacial i sobretot al llarg de les fases de la desglaciació (retrocés glacial), en què les cubetes varen funcionar com a llacs proglacials i s'hi va dipositar un important volum de sediments.

La realització de diferents sondatges elèctrics verticals a la cubeta d'Esterrí d'Àneu ha aportat la següent informació relativa al rebliment. S'hi distingeixen tres unitats sedimentàries:

— Una unitat inferior potent (ocupa entre el 75 % i el 85 % de la columna sedimentària), amb uns gruixos d'entre 250-350 m, formada per lutites amb alguns nivells de sorres i clasts aïllats que es corresponen amb materials glaciolacustres sedimentats durant el període (retrocés glacial) en què la cubeta va funcionar com un llac, i se situa el front de la gelera de la Noguera Pallaresa aigües amunt del llindar de València d'Àneu en direcció a les capçaleres.

— Una unitat intermèdia, amb una potència irregular (entre 40 m i 80 m), amb un major desenvolupament a la zona proximal de la cubeta (al nord) i a la vertical dels grans cons de dejecció laterals, formada per materials fluviodeltàics (nivells de sorres, graves i llims). Aquesta unitat es correspon amb estadis avançats del rebliment de la cubeta, en què l'arribada dels cursos fluvials construïa cons deltaics damunt d'un llac d'aigües més somes.

— Una unitat superior, amb una potència variable (entre 2 m i 20 m), amb dipòsits al·luvials subactuals i actuals (plana al·luvial de la Noguera Pallaresa i cons de dejecció dels barrancs laterals) formats per còdols, graves i sorres. Els cons de dejecció que envolten la cubeta tenen un gran desenvolupament, degut a la incorporació de materials procedents del desmantellament de les antigues morenes (penjades inestablement a mig vessant). Les construccions dels cons de dejecció d'Arrose i Escallarre en són un bon exemple.

4.4. EL MODELAT DELS VESSANTS: LES FORMES I DIPÒSITS PERIGLACIALS (CRIONIVALS)

A mesura que hem anat avançant en la descripció i l'estudi dels aspectes més destacats de la geomorfologia a la vall de Son i la mata de València, la dinàmica periglacial (relativa als cicles gel-desgel del sòl i a l'existència i evolució del mantell nival) d'una manera o una altra ha estat molt present. Així, doncs, ja hem tractat aspectes del modelat periglacial en parlar de:

— Els «vessants asimètrics» i l'evolució periglacial (en època glacial i també post-glacial).

— Els grans cons de rebles coalescents funcionals (tarteres), situats a l'interior dels circs i sota parets abruptes a l'alta muntanya.

— El modelat periglacial antic a les carenes arrodonides (superfícies d'erosió) de la muntanya mitjana format bàsicament per sortints rocósos afectats per la gelivació (tors) i que subministren clasts a colades de blocs i tarters.

— Els diferents fenòmens periglacials (antics i actuals) desenvolupats a les altes superfícies d'erosió (tors, cercles de pedres, colades de blocs, lòbuls de soligelifluxió, etcètera).

— Els potents paquets de rebles periglacials de marge juxtaglacial (rebles assistits i esbaldregalls estratificats) i els «retreballaments» periglacials d'antics talls glacials.

— La gelera rocallosa de la canal de lo Tonedor.

Tota aquesta varietat de processos, formes i dipòsits periglacials ens dona una idea de la importància d'aquest modelat, tant o més que el pròpiament glacial. Si ho mirem des d'un punt de vista cronològic tenim mostres de la dinàmica periglacial d'una manera continuada des de l'inici de la darrera glaciació fins avui:

— Durant el màxim glacial coetània als fenòmens glacials i desenvolupada a les zones no afectades pel glacialisme (crestes, superfícies d'erosió culminants, vessants est de lo Tésol i sectors superiors dels vessants per sobre dels 1.700 m a les valls de la Bonaigua, Son i Arrosee).

— A mesura que la gelera de la Pallaresa perdia volum i s'anava enretirant cap a la capçalera, els nous espais lliures dels glaços foren afectats per la dinàmica periglacial i nival. Durant les fases de retrocés glacial i el Tardiglacial, el periglacialisme fou hegemònic a la zona i afectà des de les cotes més baixes (cubeta d'Esterra) fins als crestalls dels cims.

— Durant l'Holocè, amb el millorament climàtic, la dinàmica periglacial va anar pujant de cota i per tant va anar enretirant-se cap a l'alta muntanya. La dinàmica actual a la zona té característiques periglacials i nivals per damunt dels 1.900-2.000 m, coincidint amb el límit superior del bosc. Aquests espais supraforestals han estat engrandits per l'acció antròpica des de temps força pretèrits (Neolític) i sobretot a partir de l'edat mitjana (extensió de les zones de pastura). Per sobre dels 2.300 m les condicions periglacials són força severes. Són actius fenòmens com la gelivació als tors superiors, els camps de lòbuls de soligelifluxió, les colades de pedres, les tarteres dels circs amb algunes manifestacions d'«inflaments» a la base (cerc de la canal de lo Tenedor) i els vessants d'allaus, les canals d'allaus i les canals nivotorrencials (dinàmica mixta).

El modelat periglacial als vessants de muntanya mitjana

Com veiem, els sectors sense la influència de les geleres han evolucionat sota una morfodinàmica periglacial abans, durant i després de l'ocupació de la regió pels glaços quaternaris. El substrat rocós és format majoritàriament per gresos i lutites del Cambroordovicià i es troba recobert per un col·luvió potent que tendeix a la «regularització dels vessants» expressats morfològicament a la zona amb les seqüències «concavoconvexes» dels vessants. Aquests dipòsits són constituïts per gelifractes heteromètrics mal classificats (cantells angulosos, aplanats, orientats segons el pendent general del vessant i amb mides dominants de còdol, graves i blocs), embolcallats dins una abundant matriu llimosa-sorrenca de color beix. Són els rebles tipus *groize* de la terminologia francesa. Damunt trobem el sòl i la coberta vegetal. El gruix és molt variable ja que les acumulacions recobreixen les irregularitats del substrat i oscil·la entre els 30-50 cm fins a més d'1 m de potència (zones extenses amb potències superiors als 2 m són molt freqüents). La meteorització física (gelivació) trenca el rocam i la gravetat i els processos soligelifluidals en provoquen el desplaçament pel vessant. L'abundant matriu és producte de la mateixa alteració química dels cantells alliberats del substrat. Estem davant una dinàmica periglacial sota un clima fred i humit amb domini de processos de gel estacional al sòl i de l'acció de les aigües de fusió, coetània a la presència de la gelera a la vall principal. Aquest modelat és a les obagues de les valls i al peu d'algunes solanes, sempre situades a cotes elevades (sector superior de la mata de València, bosc Negre, Gargaredo, etc.).

A mesura que perdem alçada pels vessants (per sota dels 1.700 m) comencem a trobar els blocs erràtics de granit com a primera evidència de la influència del glacialisme en l'evolució dels vessants. Podem parlar de dos aspectes clau:

— El barratge lateral produït per la gelera de la Pallaresa als vessants implicà un canvi de nivell de base local i provocà unes sobreacumulacions de rebles de vessant que alhora s'alimentaven en part dels materials despresos des de les mateixes morenes. Estem parlant dels dipòsits periglacials de marge juxtaglacial que hem comentat en apartats anteriors (entorn del barranc d'Arrose). Aquest tipus d'acumulació és força freqüent a les muntanyes de l'Alt Àneu i en determinats indrets arriba a expressar-se morfològicament amb replans i terrasses d'acumulació periglacials com, per exemple, a Aidí, al barranc de Sarredo (Isil) o al barranc de Boès sobre Llavorsí (Ventura, 1992).

— El subministrament de materials d'origen glacial és generalitzat de cap a cap dels vessants, més enllà dels replans i terrasses juxtaglacials. Podem parlar tant d'incorporació de blocs i còdols glacials que s'incorporen als rebles de vessant com de veritables «retreballaments» de les mateixes morenes un cop han retrocedit els glaços cap a les capçaleres. En aquests indrets, situats ara a les parts mitjanes i baixes dels vessants, trobem un col·luvió constituït per clasts pissarrosos i granítics de dimensions variables (domini de la mida centimètrica) amb una matriu llimosa-sorrenca de color beix. La morfoscòpia dels cantells varia des dels angulosos (pissarres locals) fins als subarrodonits (granits procedents de tills i morenes). Presenten una potència variable, oscil·len entre els 0,5 m i els 3,0 m i creixen de gruix cap a les zones basals dels vessants.

A les solanes i sota els sortints rocosos es localitza un tipus diferent d'esbaldregall periglacial, els «rebles ordenats o estratificats» (*grèze litée*), formats per l'alternança de diferents nivells de clasts (graves i petits còdols generalment) angulosos, orientats segons el pendent, amb matriu de fins o sense matriu (*clast supported*). Aquests rebles, amb potències superiors a 1 m, fossilitzen en molts casos els dipòsits periglacials anteriors (pista d'Arrose) o els mateixos tills (tills de la carretera de Son, pista de les Planes de Son a la plana de l'Infern, etc.). Els trobem també a les cotes més baixes de la zona d'estudi com, per exemple, al cementiri de la Guingueta. En aquest aflorament, sota un sortint rocós, trobem sobre un till (gruix observable d'1,5 m) un paquet de 7 m de rebles estratificats coronat per un tarter subactual (gruix d'1 m).

Dins la gran variabilitat de rebles periglacials de vessant s'evidencia una gradació altitudinal i també temporal que indica un canvi en l'activitat periglacial de més intensa (*groize*) a més atenuada (rebles assistits i rebles estratificats). Aquests darrers han estat força estudiats en altres indrets dels Pirineus i s'han relacionat amb les etapes finals de la darrera glaciació i les postglacials (ocupen posicions als vessants i al peu de les parets de valls glacials un cop abandonades aquestes pels glaços) i amb un clima periglacial atenuat però més fred que l'actual, amb freqüents períodes de gelada (Martí Bono, 1996).

L'estudi dels rebles de vessant d'origen periglacial i especialment els rebles estratificats continua sent un dels camps actuals de recerca per part dels geomorfòlegs (treball de camp, cartografia de detall, morfometria i sedimentologia, datacions absolutes, etc.), ja que marquen bé els límits inferiors dels processos de clima fred (Gómez Ortiz & Vieira, 2006).

Per acabar aquest apartat i per mostrar tant la variabilitat geomorfològica en una zona de reduïdes dimensions com l'estreta relació entre fenòmens glacials i periglacials, farem

una breu llista de les morfologies i dipòsits cartografiats en una seqüència tipus al llarg del barranc d'Arrose. Des del cim del pic de Quartiules fins al fons de la cubeta d'Esterri trobem:

- Restes de superfície d'erosió culminant al cim de Quartiules.
- Sortints rocosos modelats amb tors, amb colades de blocs i petits tarters als peus (als voltants del cim de Quartiules, al serrats de Sarroca i en petits sortints dins el mateix vessant d'Arrose).
- Petit còm o nínxol de nivació amb tarters al peu de les petites parets o sectors rocosos al NE del cim de Quartiules.
- Possible moviment rotacional que afecta el substrat rocós amb petits replans a mig vessant (1.885-1.740 m).
- Rebles periglacial de vessant (*groize*) que regularitzen els sectors superiors del vessant.
- Blocs erràtics de granit fins a la cota de 1.675 m (màxima ocupació glacial).
- Paquets de dipòsits periglacial de marge juxtaplacial.
- Rebles de vessant que incorporen, retreballen i, a cops, fossilitzen tills glacials.
- Rebles estratificats sota sortints rocosos i en posició solana.
- Restes de dipòsits fluvioglacial.
- Tills glacials.
- Moviment en massa al barranc d'Arrose.
- Zona amb erosió activa (xaragalls) al marge esquerre del barranc d'Arrose.
- El canal de torrent d'Arrose.
- El con de dejecció d'Arrose (enllaç del barranc amb la cubeta d'Esterri d'Àneu).

El modelat periglacial a la zona de Campolado

A la zona de contacte entre el bloc d'alta muntanya (pala de lo Tésol, pales Leitoses, sortida dels circs de les canals de les Estanyeres i de lo Tonedor, canal Llarga, pala Palomera) i els altiplans, en aquests i als peus de vessant que els dominen hi ha potents acumulacions periglacial amb expressions morfològiques netes (formes sinuoses inflades, grans lòbuls i cons mixtos torrencials-periglacial de peu del vessant). La gènesi d'aquestes morfologies (dinàmica periglacial intensa) fou coetània amb l'ocupació glacial de les capçaleres i valls a la zona d'estudi, i es va desenvolupar en aquelles àrees que per motius diversos no van estar ocupades pels glaços.

Aquests dipòsits periglacial s'han generat en els moments màxims de la fusió nival i de la presència de gel estacional en el sòl. El resultat són grans lòbuls fangosos amb blocs i graves saturats d'aigua que ajudats pel component gravitacional han anat lliscant pel vessant. Allà on els torrents s'han encaixat es poden observar potències mínimes de 2,5 m. La zona es troba actualment colonitzada per una vegetació de prat alpí continu, matollars i un bosc aclarit de pi negre. Hem de pensar, doncs, que aquestes macroformes no són funcionals actualment, tot i que puntualment poden produir-se certs desplaçaments d'ordre menor (petits lòbuls, blocs ancorats, gespa encoixinada).

La potència i extensió territorial d'aquests dipòsits s'explica per:

— L'acumulació de materials baixats dels vessants superiors, canalitzats moltes vegades per torrenteres de dinàmica mixta (torrencial i nival). A la zona superior del planell de

Tosa es va desenvolupar un veritable nínxol glacionival i als prats de Palomera arribava el desguàs de les aigües de fusió de la petita gelera de la pala Palomera.

— El canvi litològic de calcàries massives (Devonià) a les pissarres negres del Silurià, molt tectonitzades i per tant fàcilment meteoritzables, provoca el subministrament d'una gran abundor de materials fins (llims i argiles). L'existència de nivells de fonts (contacte entre les calcàries i les pissarres impermeables) ajuda a la mobilització dels col·luvions i a la generació de moviments en massa. El modelat sobre aquesta litologia amb una topografia suau també hi ajuda.

El planell de Tosa i els prats de Palomera són clars exemples d'aquesta morfologia periglacial antiga amb grans lòbuls. La zona de Campolado té una evolució diferent.

La seqüència morfològica al planell de Tosa és molt interessant. Domina la zona un gran nínxol glacionival excavat sota el vessant del cap de la Pala del Tésol (2.384 m). La «paret» es troba a una cota màxima de 2.275 m amb una alçada de 20-30 m i el fons del nínxol a 2.190-2.200 m. L'amplada és d'uns 150 m. El fons del nínxol (depressió) està ocupat per petits lòbuls (1,5-2 m d'altura) que enllacen vessant amunt amb els tarters de la paret. Cap a l'exterior del nínxol es troba un gran lòbul amb un talús frontal (base a 2.130 m) a partir del qual el vessant amb pendent suau (11°) es modela amb diferents lòbuls antics de soligelifluxió de mides decamètriques i gruixos entorn dels 10-15 m. El camp de lòbuls queda separat de la carena del Breviari i forma un llom longitudinal d'1,5 m d'altura. Els lòbuls, amb blocs ancorats (calcàries) en superfície, davallen fins a



FIGURA 11. Planell de Tosa amb els grans lòbuls de soligelifluxió antics al peu del vessant est de lo Tésol.

la cota de 2.000 m. A l'extrem nord, un fort canvi de pendent (cota de 2.060 m) indica l'antiga cicatriu d'un moviment en massa que es canalitza pel tàlveg (capçalera del barranc de les Cabanyeres).

El sector dels prats de Palomera també està configurat per aquests grans lòbuls que alhora remodelen antics cons fluviotorrencials (el que baixa de pala Palomera va funcionar com a con proglacial de les aigües de fusió de la petita gelera situada a la capçalera). Als lòbuls, gruixos observables de 0,5-0,75 m de lutites es posen damunt de nivells de graves i còdols dels cons. A contrapendent, petites depressions són ocupades per molles, on s'observen fenòmens de crioturació. L'erosió remuntant del torrent (Clot Gran) comença a mossegar aquests plans.

Un exemple més clar d'aquesta dinàmica mixta (torrencial, periglacial i nival) amb funcionalitat actual és al con de dejecció que baixa a la dreta de la canal de lo Tonedor. Es tracta d'un canal nivotorrencial que instal·la la capçalera a la superfície d'erosió del planell del Pinetó. Al tram mitjà, a la zona d'enllaç amb la canal de lo Tonedor hi ha un lòbul de soligelifluxió (front amb una alçada de 2,5 m, cota de 2.150 m) al peu d'un tarter antic. Més avall la canal presenta una morfologia en forma de «bressol», sense encaixament fluvial, i als 2.000 m d'altura s'inicia el con de dejecció pròpiament dit. La particularitat d'aquest és que presenta diferents nivells de fonts i la remodelació periglacial del con a partir de diferents lòbuls de soligelifluxió, el darrer dels quals presenta un replà superior i un talús que cau damunt el torrent de les Estanyeres. La torrentera funciona també actualment com a canal d'allaus.

Els plans de Campolado - Estanyeres presenten unes característiques diferents. Com ja s'ha comentat anteriorment, la zona fou ocupada pels glaços de les geleres que es varen instal·lar als circs de la canal de lo Tonedor i de la canal de les Estanyeres tot llavorant el substrat i deixant una topografia composta per una successió de petits turons i depressions. Amb el retrocés de les geleres, l'indret es va convertir en una zona marge proglacial (amb acumulacions de till, dipòsits fluvioglacial i una important dinàmica provocada per les aigües de fusió de les geleres). Hi ha turons rocosos i, majoritàriament, turons arrodonits recoberts de materials periglacial (aspecte de drumlin) que inclouen en superfície blocs calcaris transportats pels glaços. No hem trobat tills pròpiament dits però segur que part dels dipòsits estan formats per aquests materials o bé han estat retreballats *a posteriori* periglacialment. En petits afloraments, al costat dels estanyols superiors, la formació superficial està composta per una abundant matriu lutítica de color negre amb graves, petits còdols i algun bloc de formes angulosos i material local (pissarres negres). El fons de les depressions està actualment ocupat per petits estanyols i molles reblertes d'argiles lacustres i acumulacions orgàniques de torba. Als entorns més planers i humits la coberta de prat alpí es trenca per fenòmens de crioturació i dona lloc a les motes típiques de gespa encoixinada (*butte gazonnée*). Més avall, al costat del torrent i al llarg de la pista forestal, els afloraments a les zones aturonades són més potents (entre 2 i 4 m de gruix observable), amb blocs, còdols i graves embolcallats per una abundant matriu (més del 50 %) de color marró fosc i en certs indrets grisblau. Són dipòsits molt heteromètrics sense estructures visibles. Dins els clasts angulosos (majoritaris) s'observen calcàries amb un cert arrodoniment que, com alguns dels blocs en superfície, denoten un transport glacial. Interpretem tots aquests dipòsits com a rebles periglacial que inclouen clasts d'origen glacial (procedents de les petites geleres de lo Tésol) dins una morfologia de lòbuls de soligelifluxió antics. La pista forestal talla també alguna depressió i s'hi observa el rebliment amb lutites grisblavoses i clasts, alguns de glacials (subangulosos i subrodats).



FIGURA 12. Paisatge dels plans de Campolado. Turó rocós (dors de balena) llavorat pels glaços en primer terme, turons recoberts de dipòsits periglacials i molleres i estanyols a les depressions. Al fons, els prats de Palomera, còms de Jou, coll de Fogueruix i pic de Quartiules (2.228 m).

4.5. EL MODELAT DELS VESSANTS: ELS MOVIMENTS EN MASSA

L'existència de moviments en massa superficials profunds és un fenomen freqüent a les àrees de muntanya tant en el temps (al llarg de diferents èpoques) com en l'espai (afecta àmplies zones). Diversos factors afavoreixen aquest tipus de modelat: els forts pendents, els desnivells importants, determinades litologies, la presència de discontinuïtats litològiques, les fractures i la disposició estructural general del rocam, la relaxació del conjunt rocós després de la desaparició de les geleres (descompressió) i les variables climàtiques antigues i també actuals (elevades precipitacions, cicles gel-desgel, evolució estacional del mantell nival, etc.).

Hem identificat a la zona d'estudi quatre moviments en massa importants corresponents a tres tipologies diferents:

— El moviment en massa del barranc de les Cabanyeres té l'origen en una important cicatriu (180 m d'amplada; cota de 2.060 m) que afecta el substrat rocós i la potent acumulació de rebles periglacials (grans lòbuls de soligelifluxió) del planell de Tosa. Des de la cicatriu fins al front, situat a 1.760 m (per sota de la cabana de Cabanyeres), hi ha lòbuls longitudinals i transversals que formen una colada important (longitud de 990 m) amb uns 100 m d'amplada a l'inici i uns 30-40 m a la zona del front. Els lòbuls tenen

entre 1,5 i 2,5 m de gruix, però també n'hi ha de mides superiors (de 3 a 6 m). En petits talls s'observa una massa de lutites negres molt humides que inclouen graves i petits còdols. Cap a la zona més baixa, l'esllavissada inclou en superfície diferents blocs granítics procedents del proper till del plan d'Estaro (till de la transfluència glacial). El bosc mig destruït que es troba damunt de l'esllavissada és degut a l'escombratge realitzat per les freqüents allaus despreses del vessant superior de lo Tésol i canalitzades per aquesta mateixa torrentera.

Pel tipus de sediment trobat i la morfologia general, creiem que es tracta d'un moviment en massa del tipus de flux, en què es combinen dos processos: un esllavissament rotacional a la zona summital (cicatriu) i un flux que genera una colada de fang amb clasts. La presència al substrat de les pissarres negres del Silurià, amb l'alt grau de deformabilitat i una gran aportació de materials fins, la fracturació del rocam a la zona de contacte entre aquesta litologia i les calcàries devonians del massís de lo Tésol i el funcionament d'aquest contacte (calcàries-pissarres) com a nivell impermeable (nivell de fonts) expliquen la gènesi d'aquest moviment en massa.

— A l'altra banda de la carena (divisòria Son - Cabanes) i amb un context geomorfològic pràcticament idèntic a l'anterior, es troba un nou moviment en massa: l'esllavissada dels plans de Breviari. La cicatriu d'arrencament (menys evident que al barranc de les Cabanyeres) es troba a 2.070 m, amb una amplada mínima de 150 m. Es genera una llengua de lòbuls al llarg d'uns 475 m fins a dipositar-se damunt de l'obturbació glacial dels plans de Breviari (1.860 m). El lòbul més extern té un gruix d'uns 5 m, està colonitzat per un bosc aclarit i en petits talls s'observa, com al barranc de les Cabanyeres, una abundant matriu de lutites negres molt humides que inclouen còdols angulosos i graves.

— Al vessant dret del barranc d'Arrose se situa un extens moviment en massa molt evident pel que respecta a la morfologia superficial. Una cicatriu molt neta (malgrat la massa vegetal que colonitza la zona) afecta tot un paquet sedimentari (format per materials glacials, fluvioglacials i periglacials del vessant) al llarg de 400 m a la cota de 1.335 m. Presenta un talús de 50 m de salt (també colonitzat per la vegetació) a partir del qual es genera el moviment en massa, que forma grans lòbuls aplanats amb petits replans (a 1.245 m i a 1.175 m) ocupats per «patamolls». Damunt l'acumulació dominen les pastures tancades per bosquines de caducifolis, que contrasten vivament amb la pineda de pi roig que es troba als vessants contigus. El moviment en massa té una longitud aproximada de 800 m i arriba fins a la cota de 1.080 m. El torrent d'Arrose limita clarament el dipòsit pel marge esquerre i es troba davant un vessant rocós molt fracturat, afectat per una erosió activa (xaragalls) i coronat per una potent acumulació de materials glacials a la base i periglacials al sostre.

Interpretem aquesta acumulació com un moviment en massa mixt amb un lliscament rotacional de part del dipòsit glacial i periglacial original empastat al fons del barranc; cicatriu i petits replans inferiors i el flux pel vessant de la massa despresa. No tenim gens clara la possible afectació en el moviment en massa del mateix substrat rocós. Relacionem la gènesi d'aquest moviment en massa amb la degradació de les acumulacions glacials situades inestablement a mig vessant un cop retirats els glaços de la gelera. L'erosió, la saturació d'aigua del sediment i la presència de nivells lutítics funcionant com a superfícies de lliscament poden haver ajudat clarament a la formació del moviment en massa.

— A l'entrada de la vall de la Bonaigua es troba una gran esllavissada de grans roques que davallant de la carena de lo Costerasso (vessant esquerre) arriba fins al fons de la vall, l'obtura i modifica, al seu dia, el curs del riu de la Bonaigua i forma el petit estany de la

Senyora. La cicatriu té una amplada de 200 m (cota de 1.635 m), la paret rocosa inferior uns 100 m i la tartera de grans blocs es desenvolupa al llarg de 380 m de longitud per 280 m d'amplada. Es tracta d'un despeniment rocós amb desplaçament dels grans blocs per gravetat (caiguda lliure), que rodolen i reboten pel dret vessant. A la seva gènesi, a mitjan segle XVIII (Morelló, 1904), segur que hi han ajudat el fort pendent del vessant, la fracturació del rocam, la debilitat del volum muntanyós després de la desaparició dels glaços quaternaris (descompressió postglacial) i una dinàmica periglacial intensa (major nombre de cicles gel-desgel en orientacions de solana). El 1904 l'autor citat comenta respecte a l'estany de la Senyora: «[...] acaba de desaparèixer per haver-se anat omplint per les mateïes arrastrades pels temporals. La formació de l'estany fou deguda al despeniment d'un tros de muntanya, que, no obstant l'haver transcorregut molt més d'un segle de sa caiguda, conserva l'aparença com si fos d'època recentíssima».

En un context geomorfològic similar es troba prop d'aquest indret un altre despeniment de roques important. Es tracta de l'esslavissada que afecta el vessant SW del tossal de la Llosa, situat damunt del nucli de Borén. Es va produir durant els aiguats de 1907 i va arribar a tapar el curs de la Noguera Pallaresa (Ardèvol *et al.*, 2005).

— Acabem aquest recull de moviments en massa comentant la possible existència d'un antic moviment rotacional, que en aquest cas afectaria materials del substrat rocós, a la capçalera del barranc d'Arrose. Al NE de Gargaredo, tot just quan es comencen a individualitzar els serrats rocosos que delimitaran el barranc d'Arrose, hi ha una zona amb fort desnivell que forma una petita paret rocosa (cota de 2.090 m) en forma de petit cóm i amb tarters antics a la base. Al peu i entre els 1.885 m i els 1.740 m el vessant cobert de bosc presenta diferents petits replans amb formes lobuloses i petits sortints rocosos que contrasten amb la disposició general tant de l'estructura geològica com del pendent topogràfic. El replà superior, a 1.885 m, és el més evident i la mateixa toponímia el denota (clot de la Travessa): se situa al peu del cóm (podria correspondre a un antic nínxol glacionival i a la mateixa cicatriu superior del moviment en massa). Altres replans se situen a 1.820 m, a 1.795 m i, el darrer, a 1.740 m. Curiosament, poc més avall, el pendent general del vessant es redreça, desapareixen els replans rocosos i comencem a trobar els primers blocs erràtics (la zona fou llavorada per la gelera de la Pallaresa).

4.6. LES FORMES I DIPÒSITS FLUVIOTORRENCIALS

La xarxa de drenatge de la zona s'organitza a partir de tres col·lectors principals: a) el riu de la Bonaigua i el seu afluent, el riu de Cabanes; b) el riu de Son, amb una capçalera doble situada als altiplans de Campolado i formada pels barrancs de les Cabanyeres i el barranc de les Estanyeres; ambdós barrancs conflueixen més avall de les Planes de Son per formar el riu del Tinter o riu de Son; i c) el barranc d'Arrose. Recorregut curt, forts desnivells i règim nivotorrencial són les principals característiques d'aquesta xarxa. Comentem tot seguit els principals aspectes geomorfològics que la caracteritzen:

Ruptures de pendent i nivell de base fluvial. El relleu glacial (llindars rocosos, valls «penjades») i les grans acumulacions glacials que entapissen els vessants i l'interior de les valls i barrancs («taps» de till, morenes, complexos sedimentaris de marge juxtaplacial) introdueixen importants ruptures de pendent del perfil longitudinal dels torrents, alhora que van modificar profundament el nivell de base local i van condicionar la dinàmica erosiva de les aigües. El cas més significatiu és la mateixa vall de Son, amb el fons suau ple de di-

pòsits glacials i on les dues morenes (Comial i Casterasso) van provocar, un cop desapareguts els glaços, dues importants ruptures de pendent.

L'acció erosiva fluvial explota aquests canvis de pendent. Trobem diferents indrets on els torrents s'encaixen fortament en els dipòsits quaternaris o, en algun cas, sobre el rocam directament. Destaquem les següents localitats: *a)* sota l'estany de la Senyora (riu de la Bonai-gua); *b)* sobre el Clot Gran (barranc de les Estanyeres); *c)* al barranc de la Pala (Son); *d)* al barranc d'Arrose, per sota de la carretera fins al con de dejecció, amb uns importants xaragalls al vessant esquerre; *e)* al riu de Son, per sota del poble; aquest s'excava en la morena de Casterasso més de 35 m i segueix encaixat en el dipòsit de till fins al con de dejecció.



FIGURA 13. Barranc d'Arrose. En primer terme, el rocam apareix molt fracturat i afectat per un procés d'aixaragallament generalitzat. A l'altre vessant (a l'esquerra de la fotografia) s'observen els grans lòbuls del moviment en massa del barranc d'Arrose.

Per sobre de les Planes de Son, l'erosió remuntant dels torrents no arriba quasi a instal·lar-se damunt dels altiplans de Campolado. Sols podem anotar aquesta acció al tram superior del barranc de les Estanyeres, entre el Clot Gran i els prats de Palomera, on el torrent comença a «mossegar» els grans lòbuls situats als plans. Hi ha a les capçaleres un gran estoc de material per mobilitzar (grans lòbuls i dipòsits periglacials). De fet, algunes capçaleres de torrents presenten (com per exemple al tàlveg sota el Pas del Coro) una morfologia de vall en forma de bressol típicament periglacial (on domina més l'aportació lateral que la incisió i exportació fluvial). El fons d'aquestes comes és ocupat per lòbuls de soligelifluxió amb patamolls als caients interns. Més avall, el drenatge d'aquests lòbuls construïts amb molt material de fracció fina (als petits talls a la pista forestal s'observen lutites i torbes saturades d'aigua) dona origen als primers corrents fluvials.

Els grans cons de dejecció (del riu de Son i del barranc d'Arrose) i el petit del barranc dels Morellons són les formes d'acumulació més significatives vinculades a la dinàmica fluviotorrencial. El gran desenvolupament es deu al retreballament i incorporació de materials

d'origen glacial que es troben a mig vessant i que els torrents evacuen fins a acumular-los en arribar a la cubeta d'Esterrí d'Àneu. Amb el canvi sobtat de pendent, els torrents perden capacitat de càrrega, sedimenten tots els arrossegalls i formen aquests cons de dejecció. Els dipòsits dels cons de dejecció estan formats per còdols, blocs i graves subangulosos i subarrodonits, amb matriu sorrenca. Tot i l'aspecte general massiu, solen trobar-se nivells de blocs i graves amb poca matriu i nivells de sorres en forma de lletia. Alguns dels blocs enormes que contenen tenen, tal com hem comentat, un clar origen glacial.

El con de dejecció d'Arrose és el més espectacular (1.090 m de longitud, 1.300 m d'amplada i un pendent de 5°) i queda davant per davant del con de dejecció d'Escalarre. Aquests cons no són funcionals actualment, però podrien reactivar-se puntualment davant de noves erosions sobre els dipòsits penjats a mig vessant, provocades tant per l'activitat humana com per episodis de pluges torrencials excepcionals, com el cas recent del con de dejecció del torrent de Jou, que va canalitzar colades de fang i grans blocs de granit fins a la Guingueta durant els aiguats de 1982 (Bru *et al.*, 1984).

Cal comentar un darrer apunt sobre l'encaix (120 m) tant del riu de la Bonaigua com de la mateixa Noguera Pallaresa sobre el gran llindar de València d'Àneu. Ja s'ha comentat la seva gènesi com a «terrassa d'erosió» (antic fons de vall). El tram final del riu de la Bonaigua és una veritable gorja, ara fluvial però amb una clara identificació com a «gorja subglacial» en origen, excavada per les aigües de fusió subglacial de la gelera de la Pallaresa. Mes avall, la Noguera Pallaresa s'obre davant la cubeta d'Esterrí d'Àneu i modela en superfície la plana al·luvial actual i subactual (plana d'inundació i terrassa més baixa).

5. RECONSTRUCCIÓ GEOMORFOLÒGICA: LES FASES GLACIALS DETECTADES

Un cop finalitzades les observacions geomorfològiques intentem en aquest capítol sintetitzar tota aquesta informació (vegeu la taula adjunta) en un esquema general per establir: *a*) una cronologia relativa de les diferents fases glacials detectades; *b*) una correlació entre dipòsits i formes generats pels diferents sistemes morfogenètics i la seva relació amb les fases glacials.

La denominació de les fases glacials i les datacions absolutes que les acompanyen estan extretes dels darrers treballs de síntesi regional sudpirenaica (Serrat *et al.*, 1983; Bru *et al.*, 1985; Ventura, 1992; Bordonau *et al.*, 1993; Martí Bono, 1996; Copons, 2005; Pallàs *et al.*, 2006).

Fases glacials anteriors a la darrera glaciació

No s'han trobat restes (glacials o relacionades amb el glacialisme) a la vall de Son i la mata de València identificables amb una glaciació anterior. Pel que fa a la conca de la Noguera Pallaresa podem citar els afloraments de Tor i Caregue que Bru (1985) i Furdada (1988), respectivament, atribueixen a una glaciació anterior. Nosaltres a les valls d'Àneu hem de determinar l'assignació cronològica dels dipòsits del replà juxtaglacial del barranc de Boès a prop de Llavorsí (estudi en curs). Dins un potent dipòsit de rebles periglacials del

TAULA 3. Quadre resum dels dipòsits quaternaris a la Vall de Son i la Mata de València en relació amb les fases glacials detectades.

<i>Cronoestratigrafia</i>	<i>Fases glacials</i>	<i>Dipòsits quaternaris</i>				<i>Moviments en massa</i>
		<i>Glacials</i>	<i>Lacustres</i>	<i>Fluviotorrencials</i>	<i>Periglacials i nivals</i>	
HOLOCÈ	POSTGLACIAL Fases històriques		Estany de la Senyora Mulleres de Campolado i de prats de Palomera	Incisió dels barrancs del riu de Son i d'Arrose Erosió activa al barranc d'Arrose Dipòsits al·luvials actuals i subactuals de la Noguera Pallaresa i cons de dejecció de Son i Arrose	Canals d'allaus, tarteres, lòbuls de gelifluxió, colades de pedres de Pinetó-lo Tésol Fenòmens càrstics (dolines i engolidors de lo Planell)	Moviments en massa de lo Costerasso (Bonaigua)
PLISTOCÈ SUPERIOR	TARDIGLACIAL Fase de glaceres rocalloses B Fase de glaceres rocalloses A 10-11.000 BP.	Glacera rocallosa de la canal de Tonedor (2.300 m)		Dipòsits fluviodeltaics de reblliment de la cubeta d'Esterri d'Àneu	Grans tarteres a les parets dels circs Lòbuls de gelifluxió, cercles de pedres, colades de pedres i reactivació dels fenòmens càrstics	Moviments en massa del barranc d'Arrose
	DEGLACIACIÓ Fase de glaceres d'altitud (circ) 13-14.000 BP. Fase de glaceres d'altitud (vall) 15-16.000 BP.	Till de la canal de Tonedor (2.320-2.460 m) Morrena frontolateral de la canal de Tonedor (2.290 m) Morrena lateral de Cabanes (1.600-1.700 m)	Dipòsits glaciolacustres de la cubeta d'Esterri d'Àneu		Derrubis ordenats a mig vessant (Son i Arrose) Col·lusions de vessant amb inclusió de blocs glacials (retreballaments) a Bonaigua, Son, Arrose i Campolado	

PLISTOCÈ SUPERIOR	2º MÁXIM GLACIAL Fase de glaceres de vall 20.000-25.000 BP.	Morrena lateral de Son-Casterasso (1.320 m) Replà juxtaglacial dels plans de Breviari (1.830 m)		Tills recoberts per dipòsits periglacials al barranc d'Arrose (1.100-1.300 m) Dipòsit d'obtenció d'Arrose (1.380-1.420 m)	Moviments en massa dels plans de Breviari (Cabanes)
	MÀXIM GLACIAL Fase d'Estabilització 45.000-31.000 BP. Fase de Màxim glacial (pleniglacial) 70.000 BP.	Morrena lateral de les Planes de Son (1.550 m) Replà morrènic a prop del Pas del Coro (1.940 m) Blocs erràtics als vessants (1.670-1.865 m) Morrenes Estaro-Cabanyeres (transfluència) Till Brusera-les Planes (1.595 m) Blocs glacials a Campolado Tills subglacials riu de Son-València	Dipòsits glaciolacustres de les Planes de Son	Derrubis periglacials juxtaglacials d'Arrose (1.500-1.635 m) Grans lòbuls antics (Planell de Tosa i prats de Palomera) Derrubis periglacials tipus «groize» als alts vessants (Son, Arrose, Bonaigua)	Moviments en massa del planell de Tosa-Barranc de Cabanyeres (Son)
	EEMiÀ (Darrer interglacial) 120.000 BP.				
PLISTOCÈ MITJÀ I INFERIOR	Altres cicles glacials antics				

vessant es troben diferents blocs de granit d'origen glacial. El dipòsit es troba situat a 400 m d'altura per sobre de Llavorsí.

Darrera glaciació

De la darrera glaciació es diferencien diverses fases glacials agrupades en els següents períodes: màxim glacial (fase pleniglacial i fase d'estabilització), geleres de vall, desglaciació (o retrocés), tardiglacial i postglacial. El màxim glacial pirenaic és uns milers d'anys anterior a l'LGM global.

Màxim glacial (fase pleniglacial)

Una potent glacera s'instal·là a la capçalera de la Noguera Pallaresa (glacera de la Pallaresa) i arribà a la màxima extensió i potència. Se sobreexcaven les principals formes d'erosió glacial. A la cubeta d'Esterri d'Àneu (400 m de fondària màxima) conflueixen diferents geleres afluent (Bonaigua, Unarre i Espot). La potència de la gelera li permet penetrar profundament dins la vall de Son i, per la vall de Cabanes, transfluir pel Pas del Coro també cap a Son. Unes glaceres locals s'instal·len al vessant est de lo Tésol i arriba el front als plans de Campolado. El nivell de neus permanents se situa entorn dels 2.100-2.200 m. El gruix de gel a la vertical d'Escallarre és de 1.200 m (800 m + 400 m de l'excavació de la cubeta).

Associem aquesta fase de màxim glacial els següents dipòsits: *a)* les morenes del plan d'Estaro - plans de les Cabanyeres (till de la transfluència); *b)* els blocs erràtics situats a cotes elevades pels vessants (mata de València, solana de Son, barranc d'Arrose); *c)* algunes plaques de till situades a la solana de Son (a cotes superiors a la morena de les Planes de Son); *d)* els tills subglacials inferiors (till d'acreixement) situats al fons del vessant entre el riu de Son i València d'Àneu.

La cubeta funcionà com un «gran regulador» glacial i emeté aigües avall una potent llengua de glaç que arribà a confluïr amb la que baixava des de la vall Ferrera. El front (sense dipòsits que ho confirmen) es pot situar més enllà de Llavorsí (abans de Rialp). El tram aneuenc de la gelera és prou potent per excavar la cubeta d'Escaló i per penetrar dins les valls laterals d'Escart (Ventura, 1982) i Baiasca.

Màxim glacial (fase d'estabilització)

La glacera perd gruix i extensió per després estabilitzar-se durant un llarg període de temps. Corresponen a aquesta fase els importants complexos glacials laterals localitzats als Pirineus (Serrat *et al.*, 1983). A la zona deixa de funcionar la transfluència del Pas del Coro i queden els glaços molt a prop de la carena sense superar-la. El gruix de gel és de 1.000 m (600 m + 400 m). La llengua de la glacera de la Pallaresa segueix sent potent i arriba entorn de Llavorsí però sense connectar amb la glacera de la Vallferrera.

Relacionats amb aquesta fase trobem els següents dipòsits: *a)* el complex sedimentari de les Planes de Son (morena i dipòsits glaciolacustres i fluvioglacials); *b)* els dipòsits juxtaplacials (periglacials) del barranc d'Arrose; *c)* el replà morènic prop del Pas del Coro (Cabanes).

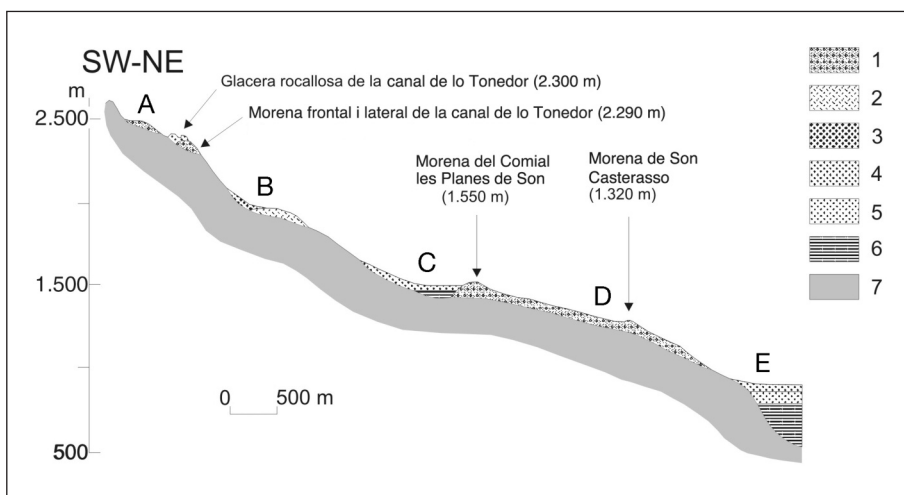


FIGURA 14. Perfil longitudinal (W-E) de la vall de Son: A. Circ de la canal de lo Tonedor; B. Campolado; C. Les Planes de Son; D. Son; E. Esterri d'Àneu; 1. Tills glacials; 2. Dipòsits periglacials amb blocs d'origen glacial; 3. Morenes de glacera rocallosa; 4. Con de dejecció (fluviotorrencial o fluvioglacial); 5. Dipòsits fluviodeltaics; 6. Dipòsits glaciolacustres; 7. Substrat rocós.

Fase de glaceres de vall

Després d'una nova disminució del sistema glacial de la Pallaresa, es produeix un petit avenç i una nova estabilització. El sistema glacial segueix encara amb extenses geleres de vall i funcionen moltes de les connexions glacials (en aquesta zona la confluència Bonai-gua-Pallaresa). El gruix de gel és de 770 m (372 m + 400 m).

Es relacionen amb aquesta fase els següents dipòsits: *a*) la segona morena de Son (Casterasso); *b*) els dipòsits glaciofluvials i els tills d'Arrose; *c*) el replà juxtaglacial del planell de Breviari (Cabanes).

Desglaciació (fase de glaceres d'altitud)

El retrocés glacial continua ràpidament, les geleres afluent retrocedeixen en direcció a les capçaleres i desapareix la gelera principal. La cubeta d'Esterri d'Àneu queda lliure de glaços, es forma un llac i comença el procés de rebliment. Dins la desglaciació o retrocés general s'observen dos episodis de breu estabilització, les fases de glaceres d'altitud (a les valls) amb lloms i fronts morènics situats a les valls altes per sobre dels 1.600-2.000 m i de glaceres d'altitud (als circs) amb tills i arcs morènics frontals situats a la boca dels circs més ben orientats.

Relacionats amb aquestes fases trobem les següents formes i dipòsits: *a*) els dipòsits glaciolacustres i fluviodeltaics de rebliment de la cubeta d'Esterri d'Àneu; *b*) la petita morena lateral de la vall de Cabanes; i *c*) la morena frontolateral i el till de fons del circ de la canal de lo Tonedor.



FIGURA 15. Reconstrucció de l'extensió de les glaceres a la zona de la vall de Son - cubeta d'Esterri d'Àneu durant la darrera glaciació: 1. Esterri d'Àneu; 2. Son; 3. Les Planes de Son; 4. Pas del Coro; 5. Campolado; 6. Lo Tésol; 7. Barranc d'Arrose. BE, blocs erràtics; MT, morenes del plan d'Estaro - plans de Cabanyeres (transfluència glacial); MPS, morena lateral de les planes de Son i complex glaciolacustre i fluvioglacial; RP, rebles periglaciàls juxtaglacials; CE, dipòsits de reblliment de la cubeta d'Esterri d'Àneu (glaciolacustres, fluviodeltàics i al·luvials); DO, dipòsits d'obturació del barranc d'Arrose; MC, morena lateral de Casterasso (Son); MCT, morena frontolateral de la canal de lo Tonedor; GR, glacera rocallosa de la canal de lo Tonedor.

Tardiglacial

Una darrera pulsació caracteritzada per un clima fred i sec es manifesta a tots els Pirineus i l'expressió morfològica tipus són les geleres rocalloses. A la zona d'estudi hem localitzat la gelera rocallosa de la canal de lo Tonedor com a pertanyent a aquesta fase. La sobreposició de la gelera rocallosa a l'arc frontolateral del circ de la canal de lo Tonedor mostra clarament la independència entre ambdues fases glacials.

Postglacial

Amb la recuperació climàtica després del tardiglacial, entrem en la fase postglacial (Holocè), que entronca amb la dinàmica geomorfològica actual, caracteritzada per la combinació de processos periglacials i nivals, fluviotorrentials i de moviments en massa que creen formes noves, retoquen formes heretades o bé retreballen els volums de materials deixats pel pas de les geleres.

A les zones més altes del Pirineu central i vinculades amb les geleres actuals s'han conservat formes i dipòsits relatius a les fases històriques de l'Holocè (Petita Edat del Gel). A la vall de Son i la mata de València, a causa de la modesta cota assolida (lo Tésol, 2.701 m), no existeixen circs amb orientacions favorables (exposició al N o NE) situats a cotes altes (fons de circ a 2.500-2.700 m) perquè es desenvolupin aquestes darreres manifestacions glacials. Si que les trobem, però, en zones veïnes on en resta pendent l'estudi detallat (pics de Bassiero, Certescan, Sotllo i pica d'Estats).

AGRAÏMENTS

A la Fundació Territori i Paisatge, a la Institució Catalana d'Història Natural (IEC) i al coordinador del projecte, en Josep Germain. A tots, per donar-me l'oportunitat de reprendre els estudis geomorfològics a l'Alt Pirineu i per la paciència i la col·laboració mostrada.

A Mariona Losantos, de l'Institut Geològic de Catalunya, per totes les estones passades a l'IGC comentant l'evolució dels dos estudis i la imbricació que hi hem trobat.

A Cristina Simó, de l'Ecomuseu de les Valls d'Àneu, per la nostra gran amistat forjada ja fa força anys a cops de fer-nos les grans preguntes tot resseguint les muntanyes del Pallars.

BIBLIOGRAFIA

- ARDÈVOL, LL.; FARRAN, J.; GARCÍA SENZ, J.; MAESTRO, E.; VICENS, E. (2005). *Meravelles geològiques del Pallars Sobirà*. Tarragona: Arola. 279 p.
- BORDONAU, J. (1992). *Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Logronyo: Geoforma. 251 p.
- BORDONAU, J.; POUS, J.; QUERALT, P.; VILAPLANA, J. M. (1989). «Geometría y depósitos de las cubetas glaciolacustres del Pirineo». *Estudios Geológicos* [Madrid], vol. 45, núm. 1-2, p. 71-79.
- BORDONAU, J.; SERRAT, D.; VILAPLANA, J. M. (1993). «Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos». A: CEARRETA, A.; UGARTE, F. M. [ed.]. *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*. Bilbao: Universidad del País Vasco, p. 303-313.

- BRU, J. (1985). «Estudi geomorfològic: el modelatge glacial d'un sector del Pirineu central (valls Far-
rera i de Cardós)». Tesi doctoral. Universitat de Barcelona. Departament de Geografia. 487 p. [Inè-
dita]
- BRU, J.; GÓMEZ, A.; SERRAT, D.; VENTURA, J.; VILAPLANA, J. M. (1985). «Síntesis de la dinàmica gla-
cial cuaternària en la vertiente meridional del Pirineo catalán». A: *Actas I Reunión Cuaternario
Ibérico*. Vol. 1. Lisboa, p. 165-183.
- BRU, J.; SERRAT, D.; VILAPLANA, J. M. (1984). «La dinàmica geomorfològica de la cuenca del torrente
de Jou-La Guingueta (Noguera Pallaresa)». A: *Inestabilidad de laderas en el Pirineo: Ponencias
y comunicaciones*. Barcelona: Universitat Politècnica de Catalunya. Escola Tècnica Superior d'En-
ginyeria de Camins, Canals i Ports, p. 1.2.1.-1.2.10.
- CHUECA, J. (1991). «Aplicación de métodos de análisis factorial en el establecimiento de una tipología
de glaciers rocosos del Pirineo central oscense». *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 5, p. 27-43.
- COPONS, R. (2005). *Memòria del mapa geomorfològic d'Andorra 1:50.000*. Andorra la Vella: Centre
de Recerca en Ciències de la Terra: Institut d'Estudis Andorrans. 51 p.
- DUROCHER, J. (1841). «Sur les traces de phénomènes diluviens qui s'observent dans les Pyrénées».
Comptes Rendus de l'Académie des Sciences [Paris], vol. 13, p. 902-903.
- FONTBOTÉ, J. M.; SOLÉ SABARÍS, LL.; ALIMEN, H. (1957). «Livret guide de l'excursion aux Pyrénées».
A: *V Congrès International*. Madrid; Barcelona: INQUA. 107 p.
- FURDADA, G. (1988). «Estudi geomorfològic de la vall d'Àssua i marge dret de la ribera de Sort (Pa-
llars Sobirà)». Tesi de llicenciatura. Universitat de Barcelona. Departament de Geologia Dinà-
mica, Geofísica i Paleontologia. 182 p. [Inèdita]
- GARCÍA RUIZ, J. M.; BORDONAU, J.; MARTÍNEZ DE PISO, E.; VILAPLANA, J. M. (1992). *Mapa geomor-
fológico de Benasque (M. T. N. 180): Memoria*. Logronyo: Geoforma. 39 p.
- GARCÍA SAINZ, L. (1935). «Morfología glacial y preglacial de la región de la Noguera». *Boletín de la
Sociedad Geográfica Nacional* [Madrid], vol. 75, p. 64-130.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (1996). *El relleu d'Andorra: Morfologia glacial i periglacial*. Govern d'Andorra. Mi-
nisteri d'Educació, Joventut i Esports. 129 p. (Monografies de Geografia; 3)
- GÓMEZ ORTIZ, A.; SALVADOR, F.; SERRAT, D. (1983). «Evolución de las formas cársticas en el alto Pi-
rineo Oriental». A: *VI Coloquio de Geografía*. Palma de Mallorca, p. 33-40.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; VIEIRA, G. (2006). «La investigación en geomorfología periglacial en España y Por-
tugal: evolución reciente y estudios actuales». *Finisteria*, vol. 41, núm. 82, p. 119-137.
- GOURINARD, Y.; BANDET, Y. (1980). «La morphogénèse des Pyrénées Orientales». A: SOLÉ, L.; SOU-
QUET, P. *La chaîne alpine des Pyrénées: 26 Congrès International de Géologie*. Pau: Centres de
Recherches Exploration: Production Elf Aquitaine. Memòria 3, p. 172-173.
- KENNEDY, B. A.; MELTON, M. A. (1972). «Valley asymetry and slope forms in a permafrost area in the
northwest territories, Canada». A: *Polar Geomorphology. Institute of British Geographers. Spe-
cial Publication*, núm. 4, p. 107-121.
- Mapa de zones d'allaus de Catalunya 1:25.000: Vall d'Àneu - Sant Maurici, 05* (2001). Barcelona: Ins-
titut Cartogràfic de Catalunya.
- MARTI BONO, C. E. (1996). *El glaciario cuaternario en el Alto Aragón occidental*. Tesi doctoral. Uni-
versitat de Barcelona. Facultat de Geologia. 254 p. [Inèdita]
- MEY, P. H. W. (1968). «Geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain».
Leidse Geologische Mededelingen [Leiden], vol. 41, p. 229-292.
- MORELLÓ, J. (1984). *La Vall d'Àneu*. Facsimil. Esterri d'Àneu: Ajuntament d'Esterri d'Àneu: Consell
Cultural de les Valls d'Àneu. 47 p. [1a ed., 1904]
- NICOD, J. (1975). «Les cuvettes glacio-karstiques dans les hautes montagnes méditerranéennes et alpi-
nes». *Cuadernos de Geografía de la Universidad de Granada*, vol. 1, p. 7-17. [Sèrie monogràfica]
- NUSSBAUM, F. (1934). *Die Seen der Pyrenäen*. Berna: Mitt. der Natur. Gesensch. 184 p.
- (1956). «Observations morphologiques dans la région de la Noguera Pallaresa». *Pirineos* [Sara-
gossa], vol. 39-42, p. 57-97.
- OLLIER, C. D.; THOMASSON, A. J. (1957). «Asymmetrical valleys of the Chiltern Hills». *The Geograph-
ical Journal*, vol. 123, p. 71-80.
- PALLÀS, R.; RODÉS, A.; BRAUCHER, R.; CARCAILLET, J.; ORTUÑO, M.; BORDONAU, J.; BOURLÈS, D.; VI-
LAPLANA, J. M. (2006). «Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical re-

- view and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees». *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, núm. 21-22, p. 2937-2963.
- PENCK, A. (1883). *Die Eiszeit in den Pyrenäen*. Leipzig: Mitt. Ver. Erdk. [Traducció al francès de L. BRAEMEN, «La période glaciaire dans les Pyrénées», *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle* (Tolosa), vol. 19, p. 105-200]
- SERRAT, D. (1977). *Estudio geomorfológico del Pirineo oriental (Puigmal-Costabona)*. Tesi doctoral. Universitat de Barcelona. Departament de Geomorfologia i Tectònica. 222 p. [Inèdita]
- (1979). «Rock glacier morainic deposits in the Eastern Pyrenees». A: SCHLÜCHTER, Ch. [ed.]. *Moraines and Varves*. Rotterdam: A. A. Balkema, p. 93-100.
- (1995). «El relleu dels Pirineus: una serralada emergint del mar; l'aigua i el gel reduint les muntanyes». *Terra*, vol. 10, núm. 25, p. 16-23.
- SERRAT, D.; BORDONAU, J.; BRU, J.; FURDADA, G.; GÓMEZ, A.; MARTÍ, J.; MARTÍ, M.; SALVADOR, F.; VENTURA, J.; VILAPLANA, J. M. (1994). «Síntesis cartográfica del glaciarismo surpirenaico oriental». A: *El glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Logronyo: Geoforma, p. 9-15.
- SERRAT, D.; BRU, J.; MARTÍ, J.; VENTURA, J.; VILAPLANA, J. M. (1981). «Cartografia de les formacions quaternàries d'unes zones pilot del Pirineu». Servei Geològic de Catalunya: GR_013_81. [Informe intern]
- SERRAT, D.; VILAPLANA, J. M.; MARTÍ, C. E. (1983). «Some depositional models in glaciolacustrine environments (Southern Pyrenees)». A: *Tills and Related Deposits*. Rotterdam: A. A. Balkema, p. 231-244.
- TEIXIDÓ, T.; VALLS, P. (2003). «Prospecció sísmica a la cubeta d'Andorra la Vella - Escaldes-Engordany». *Horitzó 4* [Centre de Recerca en Ciències de la Terra. Institut d'Estudis Andorrans], p. 3-25.
- VENTURA, J. (1982). «Nota sobre los sedimentos glaciofluviales del valle de Escart y su relación con el glaciarismo de la Noguera Pallaresa». *Notes de Geografia Física* [Barcelona], vol. 7, p. 5-8.
- (1983). *Geomorfologia glacial de la vall d'Espot (Pallars Sobirà, Pirineu central)*. Tesi de llicenciatura. Universitat de Barcelona. Departament de Geografia. 231 p. [Inèdita]
- (1986). «Aspectes del modelat glacial i periglacial a la vall de Son». *Revista Catalana de Geografia* [Barcelona], vol. 1, núm. 2, p. 57-68.
- (1992). «Geomorfologia glacial de les valls de la Bonaigua, Son i els sectors occidentals de la cubeta d'Esterrí d'Àneu». A: *Investigació al Parc Nacional d'Aigües Tortes i Estany de Sant Maurici: Segones Jornades sobre Recerca (ponències)*. Dies 22, 23, 24, 25 d'octubre de 1991. *Espot (Pallars Sobirà)*. Barcelona: Generalitat de Catalunya. Direcció General del Medi Natural, p. 23-41.
- VERNEUIL, E. P. de; KEYSERLING, A. von (1861). «Coupes du versant meridional des Pyrénées». *Bulletin de la Société Géologique de France* [París], vol. 18, p. 341.
- VIER, G. (1973). *Los Pirineos*. Vilassar de Mar; Barcelona: Oikos-Tau. 128 p. (Que Sais-Je; 100)
- VILAPLANA, J. M. (1982). «Els dipòsits d'origen glacial de la cubeta de la Massana-Ordino (Andorra): llur significació paleogeogràfica». *Acta Geológica Hispánica* [Barcelona], vol. 14, p. 433-440.
- (1983). *Estudi del glaciarisme quaternari a les altes valls de la Ribagorça*. Tesi doctoral. Universitat de Barcelona. Departament de Geomorfologia i Tectònica. 322 p. [Inèdita]
- (1984). *Estudi del glacialisme de les valls de la Valira d'Ordino i d'Arinsal (Andorra)*. Barcelona: Institut d'Estudis Catalans. 84 p.
- VILAPLANA, J. M.; CASAS, A. (1983). «Las cubetas de sobreexcavación glacial de Bono y Barruera (Alta Ribagorça: Pirineo central)». *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe* [Santiago de Compostela], núm. 6, p. 283-309.
- ZANDVLIET, J. (1960). «The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys. Central Pyrenees. France/Spain». *Leidse Geologische Mededelingen* [Leiden], vol. 25, p. 1-127.

