

Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus

Jaume Bordonau i Ibern

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



Universitat de Barcelona

**Departament de Geologia Dinàmica,
Geofísica i Paleontologia**

ELS COMPLEXOS GLÀCIO-LACUSTRES RELACIONATS AMB EL DARRER CICLE GLACIAL ALS PIRINEUS

Memòria presentada per Jaume Bordonau i Ibern, i dirigida pel Dr. Joan Manuel Vilaplana i Fernández, per optar al Grau de Doctor en Ciències Geològiques.

Barcelona, gener de 1992.

A handwritten signature in black ink, reading "Joan Manuel Vilaplana i Fernández".

**El director del treball
Dr. Joan Manuel VILAPLANA i FERNANDEZ**

A handwritten signature in black ink, reading "Jaume Bordonau i Ibern".

Jaume BORDONAU i IBERN

VI. EL COMPLEX JUXTAGLACIAL DE LLESTUI.

VI.1. Introducció.

Els complexos glàcio-lacustres proglacials descrits en els capítols IV i V enregistren els esdeveniments associats a les darreres fases de la deglaciació, concretament aquells posteriors a l'anomenada *Fase de glaceres de vall*. Per altra part, al estar situats als fons de vall, no acostumen a presentar afloraments complets de la seva seqüència sedimentària i per estudiar-los cal recórrer als sondatges elèctrics verticals i/o als sondatges mecànics, amb les limitacions inherents a ambdós mètodes.

En canvi, els complexos glàcio-lacustres juxtaglacials, al ocupar una posició lateral respecte la glacera de la vall principal, poden enregistrar des dels esdeveniments associats a les fases més antigues de la darrera glaciació (concretament, des de l'anomenada *Fase d'estabilització pre-màxim*) fins les últimes fases de la deglaciació.

D'aquesta manera, la reconstrucció de l'evolució del darrer cicle glacial pirinenc que s'ha presentat en el capítol II està basada en gran part, i al mateix temps ratificada, per l'estudi dels principals complexos glàcio-lacustres juxtaglacials dels Pirineus. En molts d'aquests

complexos, la posterior incisió dels torrents ha posat al descobert nombrosos afloraments que permeten l'estudi directe de la seqüència sedimentària. Així doncs, els complexos juxtaglacials en general (*ice-lateral till complexes*, Bordonau *et al.*, -1987-) constitueixen les formacions sedimentàries més contínues i completes i, al mateix temps, les més fàcilment accessibles, de les que hom disposa als Pirineus per estudiar les característiques del darrer cicle glacial pirinenc.

Com ja he dit a l'apartat II.4.1 i a la introducció general d'aquesta tercera part del treball, els complexos glàcio-lacustres juxtaglacials són deguts a l'obturació del drenatge de valls tributàries per part de les morrenes laterals de la glacera de la vall principal. Atenent a l'existència o a la manca de glaceres en les valls tributàries hom pot diferenciar dos tipus de complexos. En aquest capítol es descriu el cas més simple en que les valls tributàries estan desprovistes de glaceres, prenent com a model el complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui, a la vall de Llauset (conca de la Noguera Ribagorçana).

El complex de Llestui, gràcies a les seves reduïdes dimensions i a la qualitat i la continuïtat dels seus afloraments constitueix, segons Serrat *et al.* (1983), un dels millors exemples d'aquest tipus de formacions glacials als Pirineus. Per aquest motiu he escollit el complex de Llestui com a localitat tipus dels complexos glàcio-lacustres juxtaglacials, amb valls tributàries no glacials, de cara a establir el model deposicional d'aquest tipus d'ambients.

A tall d'introducció d'aquest capítol enumeraré els principals treballs publicats fins el moment sobre el complex de Llestui i descriuré breument les principals característiques geomorfològiques de la vall de Llauset.

VI.1.1. Antecedents.

El complex juxtaglacial de Llestui ha estat citat i descrit amb anterioritat en els treballs de Vilaplana (1983, a, b i c), Serrat *et al.* (1983) i Vilaplana i Bordonau (1989).

En l'estudi regional sobre el glacialisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça, Vilaplana (1983 a) tracta en detall el complex de Llestui a partir de la cartografia i la descripció de les fàcies sedimentàries i de l'aixecament d'un perfil estratigràfic detallat corresponent als dipòsits de la unitat glàcio-lacustre. Els treballs de Vilaplana (1983 b i c) constitueixen, respectivament, un resum de la geologia glacial de l'Alta Ribagorça i de la geomorfologia de la vall de Llauset. En ambdós treballs es cita el complex de Llestui i es descriuen molt breument

les principals unitats sedimentàries: Dipòsits glacials (till subglacial i till supraglacial), dipòsits glàcio-lacustres i dipòsits dels cons de dejecció flúvio-torrencials.

Serrat *et al.* (1983) descriuen tres ambients glàcio-lacustres dels Pirineus: per una part, els complexos juxtaglacials de Linás de Broto (a la conca del riu Ara) (vegeu la figura II.11) i de La Massana (a la conca de la Valira d'Orient) (vegeu la figura II.12) en els quals les valls tributàries presenten glaceres locals; per altra part, el complex juxtaglacial de Llestui en el qual les valls tributàries estan desprovistes de glaceres.

Més recentment, Vilaplana i Bordonau (1989) descriuen, a partir de la revisió dels treballs anteriors, la dinàmica i el model sedimentari de l'ambient glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui.

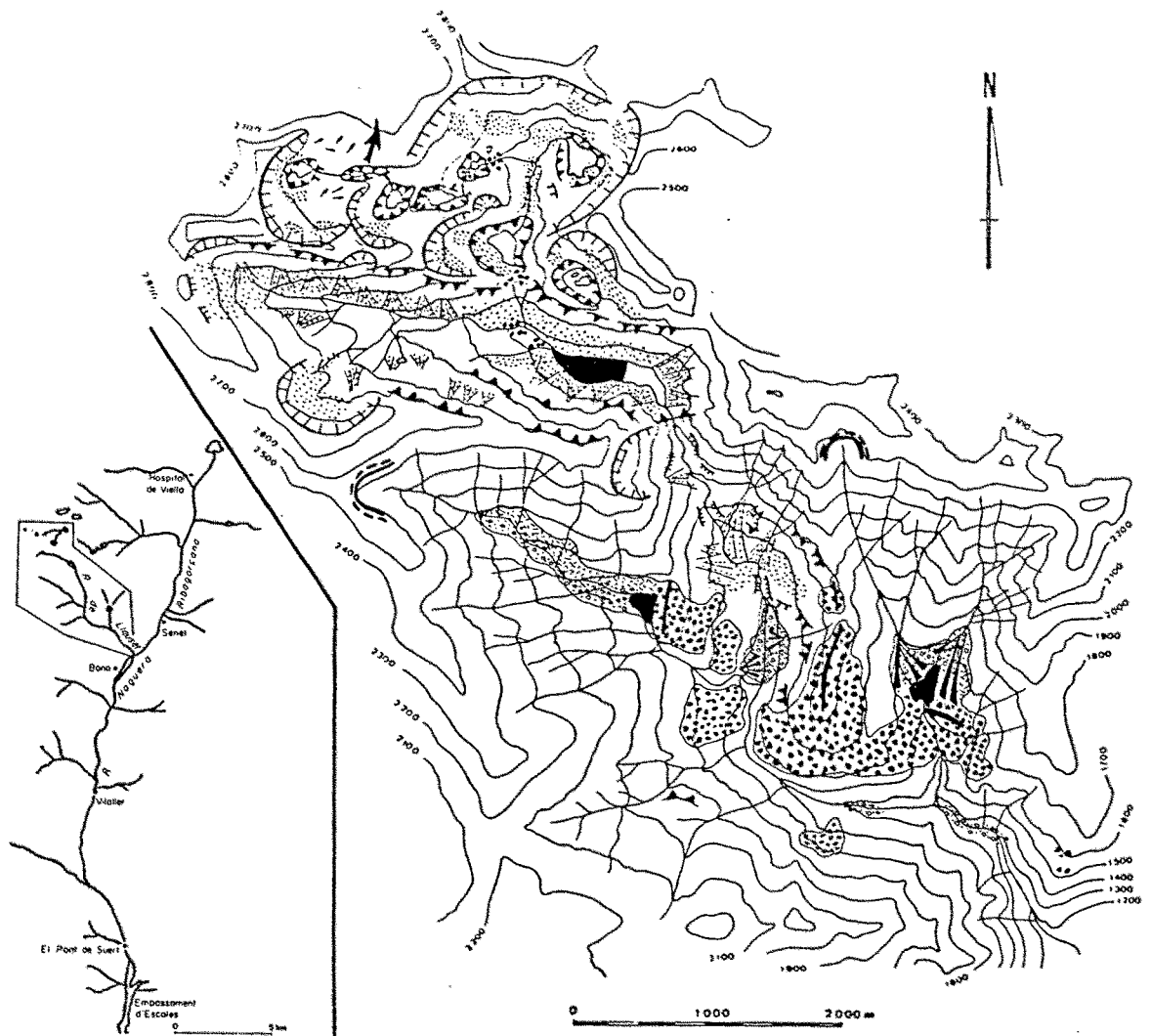
VI.1.2. El context geomorfològic del complex juxtaglacial de Llestui.

La vall de Llauset és una vall tributària del marge dret de la Noguera Ribagorçana, amb una conca aproximada de 25 quilòmetres quadrats i una longitud d'uns 10 quilòmetres (vegeu la figura VI.1). El punt més alt de la capçalera és el pic de Vallhiverna (3067 metres) i l'aiguabarreig del riu Llauset amb la Noguera Ribagorçana, entre les poblacions d'Aneto i de Bono, es troba a 1080 metres d'alçada.










El substrat rocós de la vall de Llauset està constituït per granodiorites tardihercinianes que afloren al sector més septentrional de la conca (Botornàs-Vallhiverna) i que pertanyen a l'anomenat batòlit de La Maladeta. Al límit meridional d'aquest batòlit hom troba la Unitat de Sierra Negra, constituïda principalment per materials d'edat paleozoica: pissarres, esquists i quarsites del Cambro-Ordovicià; pissarres negres grafitoses del Silurià i calcàries amb pissarres del Devonià (Mey, 1968).

A partir de la cartografia geomorfològica de la vall de Llauset (vegeu la figura VI.1), Vilaplana (1983 a i c) defineix dos sectors amb característiques geomorfològiques ben diferenciades: l'alta vall de Llauset, que comprèn des de la capçalera de la conca de Llauset fins l'Estany de Llauset (2132 metres), i la baixa vall de Llauset que comprèn el tram entre l'Estany de Llauset i la confluència del riu Llauset amb la Noguera Ribagorçana.




El relleu de l'alta vall de Llauset està caracteritzat per un predomini de les formes d'erosió d'origen glacial, entre les que cal destacar els circs i les crestes, els colls de transfluència i les cubetes de sobreexcavació glacial de fons de circ







Modelatges d'origen glacial

-  Paret de circ glacial
-  Cubeta de sobresscavació glacial
-  Cinglera de parat de vall glacial
-  Llinar rocós
-  Gueja sub-glacial
-  Superfície de poliment glacial
-  Coll de transmissió glacial
-  Cordó morrènic
-  Acumulació de material morrènic

Modelatges d'origen nivell i/o periglacial

-  Nivall de nevada
-  Con d'aïllat *
-  Acumulació d'esbaldregada de peu de parat

Modelatges d'origen fluvio-torrential

-  Riu o torrentera *
-  Llac *
-  Con de dejecció
-  Acumulació de material fluvio-torrential
-  Acumulació de material fluvio-lacustre

Modelatges d'origen mixte


-  Cal·lisions

Figura VI.1: Situació i mapa geomorfològic de la vall de LLauset, a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana (segons Vilaplana, 1983 a).

(en el sector de Botornàs-Vallhiverna) i de fons de vall (cubeta de sobreexcavació de l'Estany de Llauset).

El relleu de la baixa vall de Llauset, menys acusat, està caracteritzat per un predomini de les formes d'origen periglacial i torrencial. No es troba cap circ glacial a les capçaleres dels diversos torrents que drenen la baixa vall de Llauset (Menada, Font del Bisbe, Clot, Malmarrui). Cal remarcar, però, la presència de petits nínxols de nivació amb congestes permanents a les capçaleres dels barrancs de Menada i del Clot. Tanmateix, el modelat d'origen glacial a la baixa vall de Llauset està representat per tot un conjunt de formes d'acumulació glacial entre les que cal destacar els cordons i els dipòsits morrènics, així com dos complexos glàcio-lacustres juxtaglacials (complex de Menada i complex de Llestui).

Vilaplana (1983 a i c) i Serrat *et al.* (1983) presenten la reconstrucció paleoambiental de la vall de Llauset durant el darrer màxim glacial pirinenc (vegeu la figura VI.2). L'alta vall de Llauset correspon a un sector d'acumulació glacial on hi predominen els processos erosius. La baixa vall de Llauset, ocupada per la llengua de la glacera de Llauset, mostra tot un conjunt d'acumulacions morrèniques laterals, així com dos complexos glàcio-lacustres juxtaglacials deguts a l'obturació del barranc de Menada (al marge dret de la vall) i dels barrancs del Clot i de Malmarrui (al marge esquerre de la vall). Ambdós complexos tenen característiques geomorfològiques similars doncs les valls obturades per la glacera de Llauset no presenten glaceres locals. El complex de Menada es troba totalment recobert per dipòsits flúvio-torrencials recents i no es disposa d'afioraments de la seqüència glàcio-lacustre. En el complex de Llestui, en canvi, la incisió dels torrents ha posat al descobert gran part de la seqüència sedimentària. Finalment, a la confluència de la glacera de Llauset amb la glacera de la Noguera Ribagorçana, la sobreacumulació de glaç determina una major capacitat erosiva de la glacera i la conseqüent sobreexcavació glacial a la cubeta de Bono descrita en el capítol V.

El complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui es troba a la confluència dels torrents del Clot i de Malmarrui, a la rodalia de les bordes de Llestui (entre 1600 i 1700 metres d'alçada). En aquest indret, la glacera de Llauset, amb una gruixària de glaç d'aproximadament 300 metres, va obturar el drenatge d'ambdós torrents formant-se un llac juxtaglacial. Aquest llac es va reblir totalment de sediments durant un període perllongat d'estabilització de la glacera de Llauset (Vilaplana, 1983 a i c; Serrat *et al.*, 1983). La morfologia del sostre de l'acumulació de Llestui és deguda a dos cons de dejecció coalescents que es recolzen sobre el cordó morrènic lateral esquerre de la glacera de Llauset, la cresta del qual està ben conservada a les bordes de Llestui (vegeu les figures VI.1 i VI.3 i les fotos VI.1, VI.2 i VI.3).

Posteriorment, degut al retrocés de la glacera de Llauset i la conseqüent disminució sobtada del nivell de base local dels torrents del Clot i de Malmarrui, aquests es van incidir profundament en els sediments del complex de Llestui posant al descobert gran part de la seqüència sedimentària.

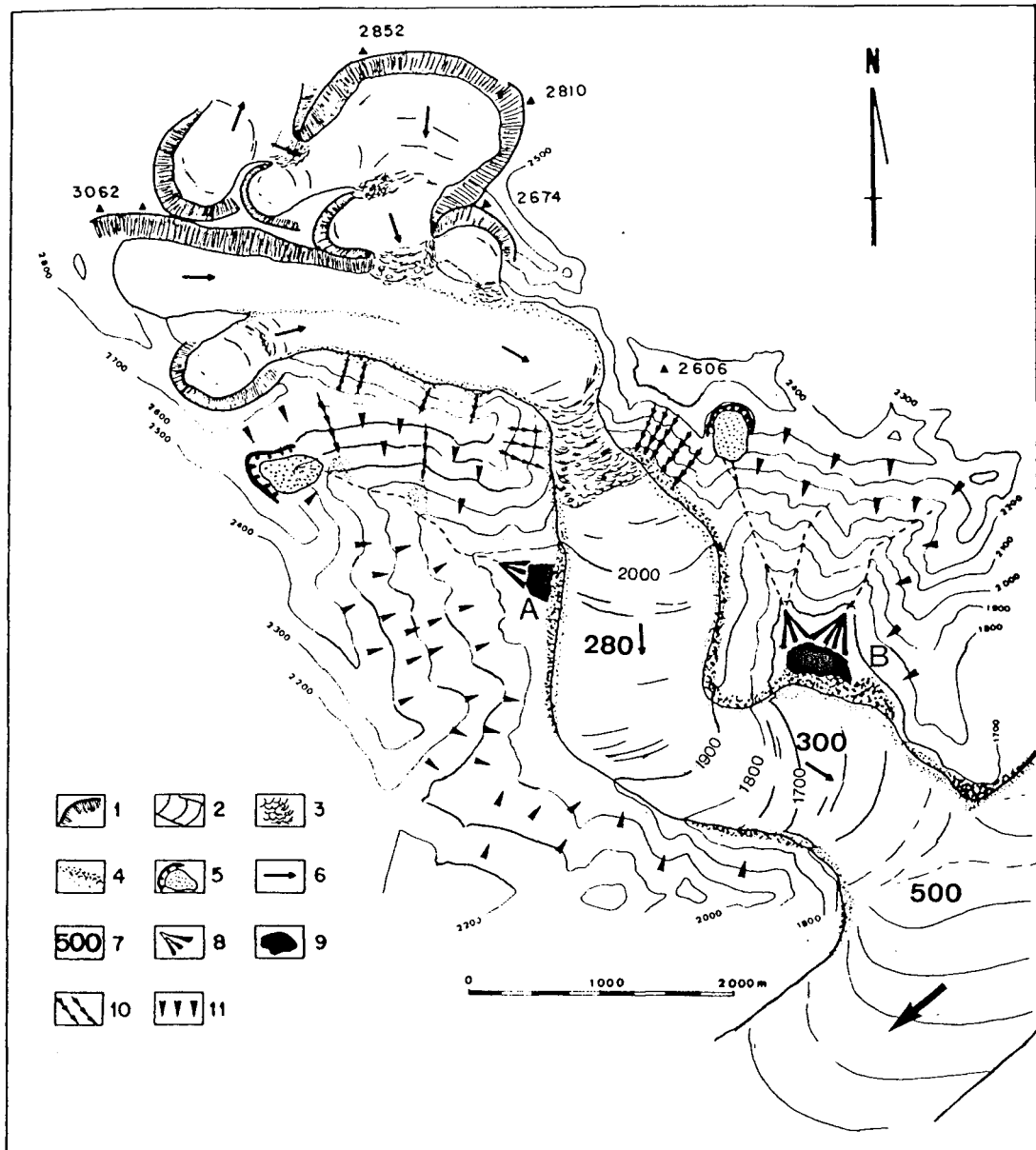


Figura VI.2: Reconstrucció paleoambiental de la vall de Llauset durant el darrer màxim glacial (modificat de Vilaplana, 1983a i de Serrat *et al.*, 1983).
 Llegendària: 1. Paret de circ glacial; 2. Glacera; 3. Sèracs; 4. Arrossegalls glacials; 5. Nínxol de nivació amb congesta permanent; 6. Flux glacial; 7. Estimació de la gruixària de glaç (en metres); 8. Con de dejecció; 9. Llac juxtaglacial (A. Menada; B. Llestui); 10. Canal d'allaus; 11. Vessant amb gelifluxió generalitzada.



Foto VI.1: Vista general del complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui, des de la capçalera del torrent del Clot. Es poden veure els replans que formen els cons de dejecció coalescents dels torrents del Clot i de Malmarrui. En darrer terme, la profunda vall de la Noguera Ribagorçana.



Fotos VI.2 i VI.3: Vistes generals de les unitats sedimentàries del complex de Llestui (vegeu també la figura VI.3).

Llegenda:

- Fletxes: Cordó morrènic de les bordes de Llestui.
- Cd: Superfície dels cons de dejecció.
- 1: Till subglacial.
- 2: Till supraglacial.
- 3: Unitat glàcio-lacustre.
- 4: Unitat al·luvial.

VI.2. El registre sedimentari del complex juxtaglacial de Llestui.

Vilaplana (1983 a) i Serrat *et al.* (1983) diferencien tres unitats sedimentàries en el complex juxtaglacial de Llestui que, de sud a nord, són les següents (vegeu la figura VI.3 i les fotos VI.2 i VI.3): unitat glacial, unitat glàcio-lacustre i unitat al·luvial.

Unitat glacial: Constituïda per un till subglacial a la base i un till supraglacial al sostre, amb una potència total del conjunt d'uns 80-90 metres.

Unitat glàcio-lacustre: Constitueix la unitat central del complex de Llestui i està caracteritzada per la presència de ritmites glàcio-lacustres. Aquesta unitat, amb una potència total estimada d'aproximadament 30 metres, s'indenta tant amb els dipòsits glacials com amb els dipòsits al·luvials.

Unitat al·luvial: Constituïda principalment per graves, amb una potència total estimada d'aproximadament 40 metres. La part basal d'aquesta unitat s'indenta amb els dipòsits glàcio-lacustres; per altra part, els nivells superiors fossilitzen els dipòsits glàcio-lacustres de la unitat central i es recolzen sobre els dipòsits glacials.

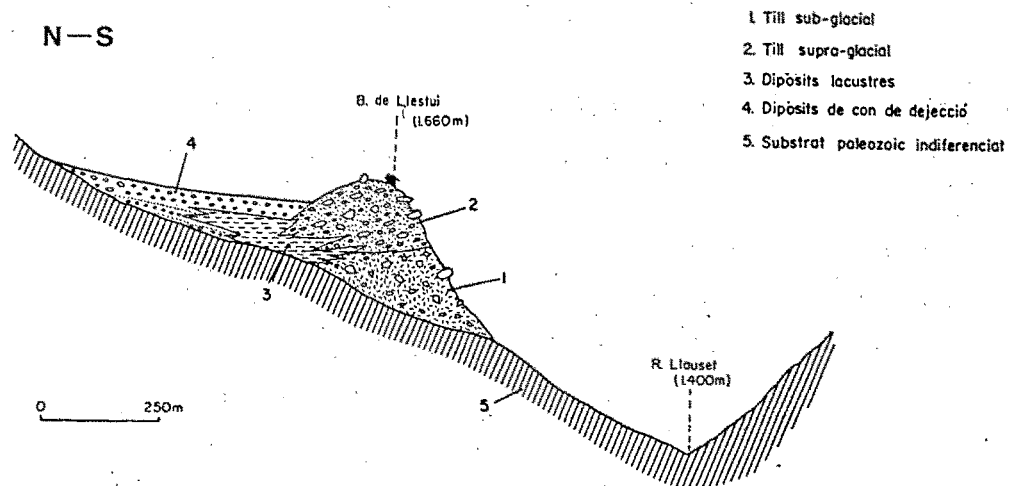


Figura VI.3: Tall geomorfològic del complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui mostrant la unitat glacial (1 i 2), la unitat glàcio-lacustre central (3) i la unitat al·luvial (4) (segons Vilaplana, 1983 a). (Vegeu també les fotos VI.2 i VI.3).

VI.2.1. La unitat glacial.

A l'extrem meridional del complex de Llestui, els dipòsits glacials que constitueixen la morrena lateral esquerra de la glacera de Llauset afloren de manera contínua. Hom pot observar dues unitats superposades, amb una potència total estimada de 80-90 metres: la unitat inferior està constituïda per un till subglacial, la unitat superior està constituïda per un till supraglacial que forma la cresta del cordó morrènic on se situen les bordes de Llestui (vegeu la figura VI.3 i la foto VI.2).

El till subglacial de Llestui.

El till subglacial de Llestui té una potència d'uns 40 a 50 metres i està constituït per un diamicton amb una fàbrica del tipus *matrix-supported*.

Els clastos són molt heteromètrics (des de graves a blocs) i tenen morfologies entre subanguloses i subarrodonides. Generalment els clastos són granítics o esquistosos, aquests últims amb una morfoscòpia subglacial típica caracteritzada per la presència d'estries, marques d'arrencament i facetes.

La matriu, molt abundant, és fonamentalment lutítica amb un 77% de fracció lutítica i un 23% de fracció sorrenca (vegeu la figura VI.4). Presenta una coloració gris-blavosa i un grau de compactació elevat.

En conjunt, aquest till subglacial no presenta cap tipus d'estructura generalitzada, tot i que en alguns punts es poden observar plans de cisallament i una certa orientació dels clastos disposats paral·lelament a aquests plans (Serrat *et al.*, 1983). Per altra part, a la zona de contacte amb el till supraglacial hom troba alguns nivells de sorres fines i lutites amb laminacions paral·leles deformades (Vilaplana, 1983 a).

L'anàlisi micromorfològica preliminar de les làmines primes del till subglacial de Llestui (làmines Mi-578 i 013a) mostra una fàbrica del plasma del tipus *skelsepic*, no gaire desenvolupada i observable més fàcilment amb un augment elevat (>16x). També es pot observar freqüentment una certa orientació dels grans de sorra al voltant dels clastos de mida grava. Ambdós fets demostren una rotació de les partícules més grolleres, deguda als esforços als que ha estat sotmès el sediment, que ha provocat la reorientació de les partícules més fines (ja siguin grans de sorra o partícules del plasma). Aquests tipus de microfàbriques són

característics dels tills d'acreció (*lodgement tills*) (van der Meer, 1987, 1992 en premsa). En qualsevol cas, una fàbrica del plasma del tipus *argillasepic* és sempre present.

Segons Vilaplana (1983 a), el till subglacial de Llestui és un till d'acreció (*lodgement till*) i, a la part alta, podria constituir un till subaquàtic (*waterlain till* i, més concretament, un *flow till* subaquàtic). Per altra part, la gran similitud mineralògica (Clorita, Il·lita i Quars) i microtextural entre la matriu del till subglacial i els dipòsits glàcio-lacustres permet classificar el till subglacial de Llestui com un *mud till* (*Schlammoräne*), segons la terminologia proposada per Schlüchter (1977), que retreballa i incorpora sediments glàcio-lacustres preexistents. En aquest sentit, el till subglacial de Llestui constitueix un dels anomenats registres indirectes de les fases d'estabilització que precedeixen el darrer màxim glacial pirinenc (vegeu l'apartat II.2).

El till supraglacial de Llestui.

El till supraglacial de Llestui es disposa sobre el till subglacial que constitueix la unitat inferior. Té una potència aproximada d'uns 40 metres i està constituït per un diamicton amb una fàbrica generalment del tipus *clast-supported*, tot i que en alguns punts la fàbrica és del tipus *matrix-supported*.

Els clastos són molt més heteromètrics que en el cas del till subglacial. La litologia dels clastos, però, és la mateixa, amb un predomini dels esquists i els granits. Generalment els clastos tenen una morfologia entre angulosa i subangulosa i molt rarament presenten la morfoscòpia típica deguda a l'abrasió glacial (estries, marques d'arrencament, etc.).

La matriu, molt menys abundant que en el till subglacial, és limo-sorrenca amb un 36% de fracció lutítica i un 64% de fracció sorrenca (vegeu la figura VI.4). Presenta una coloració gris-beige i un grau de compactació baix.

Pel que fa referència a l'estructuració general del till supraglacial cal citar la presència d'alguns nivells de graves rentades i de lutites grises laminades (Vilaplana, 1983 a). Molt més remarcable és la disposició preferent dels blocs que s'orienten segons uns plans que cabussen uns 20-25° cap al nord, en sentit oposat al vessant (vegeu la foto VI.4). Aquesta disposició és deguda al lliscament d'aquests blocs des del sostre de la glacera de LLauset en direcció a la morrena lateral i al centre de la cubeta glàcio-lacustre de Llestui.

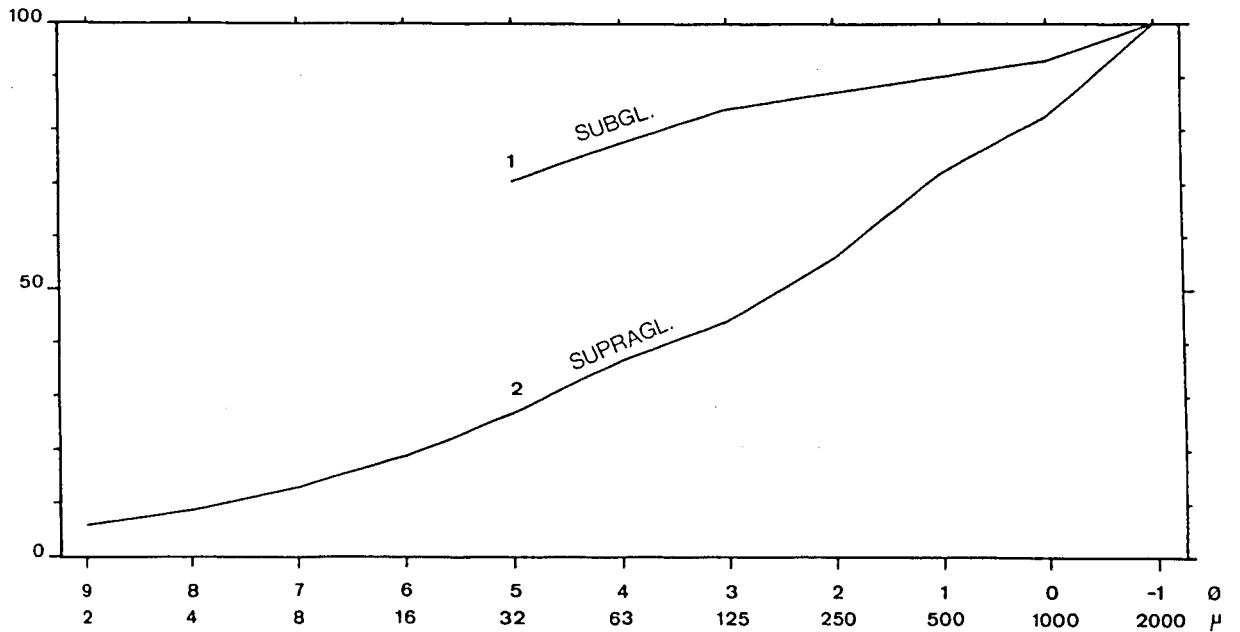


Figura VI.4: Granulometria de la matriu del tills de la unitat glacial del complex juxtaglacial de Llestui. 1, Till subglacial; 2, Till supraglacial.

L'anàlisi micromorfològica preliminar de les làmines primes del till supraglacial de Llestui (làmines Mi-579 i Mi-580) no mostra cap tipus de fàbrica en el plasma, fet que pot explicar-se tenint en compte el baix percentatge que representa la fracció inferior a 2 micres (5%, vegeu la figura VI.4). Per altra part, en el medi supraglacial difícilment es poden donar esforços que provoquin una reorientació de les partícules. A les làmines primes s'observa, en canvi, l'angulositat dels clastos de mida grava i l'elevada porositat del sediment. Al mateix temps, s'observen també precipitats de minerals de ferro producte d'una meteorització química afavorida per l'elevada permeabilitat del till supraglacial.

Segons Vilaplana (1983 a), el till supraglacial de Llestui, que forma la cresta del cordó morrènic on se situen les bordes de Llestui, pot classificar-se com un *flow till* supraglacial i, localment, com un till de fusió (*melt-out till*) supraglacial.

VI.2.2. La unitat glàcio-lacustre.

Els dipòsits glàcio-lacustres constitueixen la unitat central del complex juxtaglacial de Llestui, amb una potència màxima d'aproximadament 30 metres. Cap al sud, la unitat glàcio-lacustre s'indenta amb els dipòsits glacials descrits a l'apartat anterior; cap al nord, aquesta unitat s'indenta amb els dipòsits al·luvials (vegeu la foto VI.5). Al mateix temps, la unitat glàcio-lacustre central també està fossilitzada pels dipòsits al·luvials (vegeu la figura VI.3).

Els sediments característics de la unitat glàcio-lacustre són les ritmites constituïdes per nivells alternants de lutites i sorres fines (vegeu la foto VI.6). Tanmateix, hom troba aquests nivells, característics d'una sedimentació en aigües relativament tranquil·les al centre de la cubeta, interromputs per nombrosos contactes erosius i intercalacions de nivells de graves i diamictons, fet que demostra la gran inestabilitat del medi glàcio-lacustre juxtaglacial.

En els treballs de Vilaplana (1983 a i b) i de Vilaplana i Bordonau (1989) es presenta el perfil estratigràfic de detall corresponent als dipòsits de la unitat glàcio-lacustre (vegeu la figura VI.5). En el treball de Vilaplana (1983 a) aquest perfil estratigràfic està acompanyat del codi de fàcies corresponent a cadascun dels nivells diferenciats, emprant el codi proposat per Eyles *et al.* (1983) i Eyles i Miall (1984).

Les litofàcies que constitueixen la unitat glàcio-lacustre central del complex de Llestui són les següents: Fins (F) que inclouen argiles, llims i sorres fines; Sorres (S); Graves (G) i Diamictons (D). Descriuré en primer lloc cadascuna d'aquestes litofàcies abans de presentar un perfil estratigràfic de detall i les característiques micromorfològiques més rellevants de les làmines primes estudiades.

TIPUS DE LITOFÀCIES.

1. Fins

Codi de fàcies. F: Fins (lutites i sorres fines)

Fl: laminats

Fm: massius

Fd: amb laminació deformada

F_d: amb *dropstones*

Els nivells de sediments fins, característics d'una sedimentació relativament tranquil·la en el centre de la cubeta, constitueixen aproximadament un 40% del total de la seqüència sedimentària de la unitat glàcio-lacustre, fet que demostra l'existència d'altres processos sedimentaris que contribueixen al rebliment de la cubeta juxtaglacial de Llestui.

Aquesta litofàcies correspon generalment a ritmites constituïdes per una alternança de lutites (argiles i llims) i sorres fines, sovint amb laminació paral·lela horitzontal (Fl) (vegeu la foto VI.6) i, en alguns casos, deformada (Fd). Més ocasionalment, aquesta litofàcies es presenta com a lutites massives (Fm), sense cap tipus d'estructura.



Foto VI.4: Morrena lateral esquerra, constituïda per un *flow till* supra-glacial, de la glacera de Llauset. Els blocs es disposen seguint uns plans d'inclinació contrària al vessant. La llengua glacial estava situada a l'esquerra de la foto.

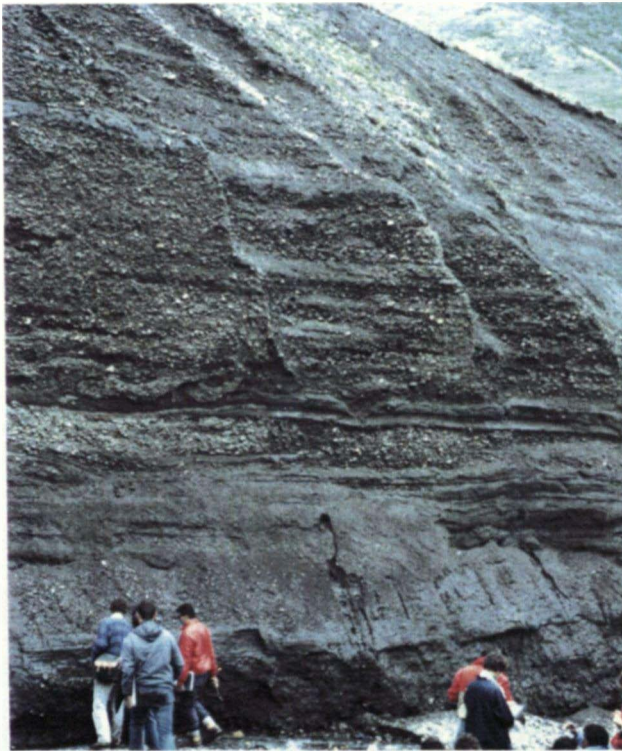


Foto VI.5: Alternança de nivells de gravas i de lutites en el trànsit entre la unitat al·luvial i la unitat glàcio-lacustre del complex de Llestui.

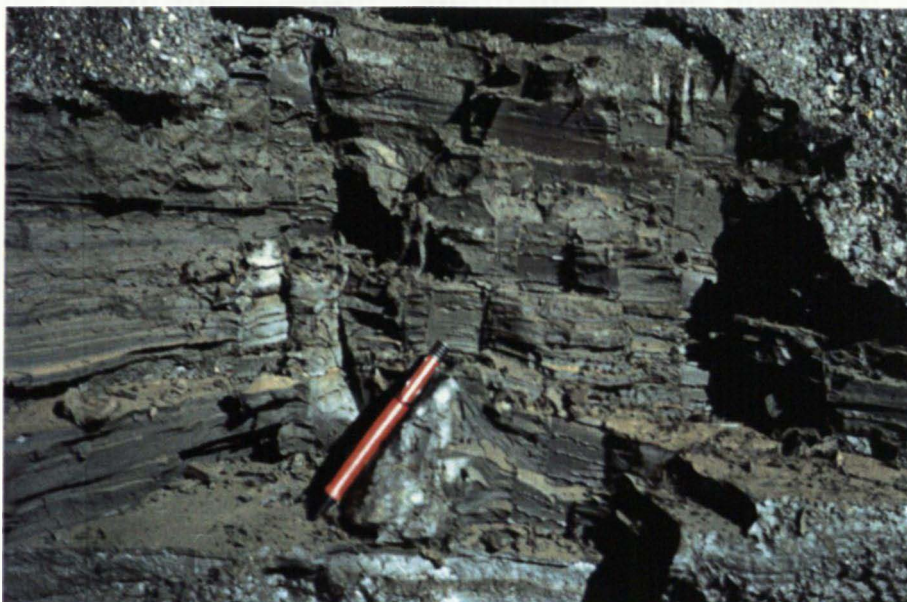


Foto VI.6: Ritmites glàcio-lacustres (nivells de lutites i sorres fines) del complex de Llestui.

El contacte dels nivells lutítics amb els nivells suprajacents, ja siguin graves o diamictons, és freqüentment de tipus erosiu, de manera que únicament es conserva una part (generalment compresa entre 2 i 100 centímetres) de la potència original de cadascun dels nivells de fins.

Les estructures sinsedimentàries més abundants són les laminacions horitzontals que ja he comentat anteriorment i la presència de *dropstones* aïllats (Fid). Cal destacar també l'existència de petits *slumps*, d'ordre centi a decimètric, formats al peu del talús dels con-delta i que mostren una sèrie de plects vergents al sud (Vilaplana, 1983 a). Més endavant, en parlar de l'anàlisi micromorfològica, es descriurà un d'aquests possibles *slumps*. Les estructures postdeposicionals degudes a una sobrecàrrega inclouen, entre d'altres, les laminacions deformades, les injeccions pelítiques i els còdols tous de materials fins inclosos en els nivells suprajacents.

Finalment, aquests nivells més fins presenten també nombroses fractures, tant normals com inverses:

Les falles normals poden ésser degudes a una sobrecàrrega produïda pels nivells suprajacents o per la progració de la glacera de Llauset en el llac juxtaglacial de Llestui. Al mateix temps, les falles normals també podrien explicar-se com l'efecte d'una relaxació del dipòsit durant els lleugers retrocessos o el retrocés final de la glacera de Llauset.

Les falles inverses que hom troba en el contacte entre les ritmites glàcio-lacustres i els nivells de diamictons suprajacents, com es veurà en parlar de la micromorfologia d'aquests dipòsits, corresponen generalment a estructures d'arrossegament produïdes durant la sedimentació dels *flow tills* subaquàtics. Per altra part, les demés falles inverses presents a les ritmites glàcio-lacustres poden estar produïdes per processos sinsedimentaris (*slumps*, etc.) o per una compressió associada a un lleuger avenç de la glacera de Llauset.

2. Sorres

Codi de fàcies. S: Sorres

Sr: amb *ripples*

Sh: amb laminació horitzontal

Sm: massives

Sg: gradades

Sd: deformades

Els nivells sorrencs constitueixen aproximadament un 15% del total de la seqüència sedimentària de la unitat glàcio-lacustre de Llestui.

Aquesta litofàcies correspon a sorres que formen nivells d'ordre centimètric generalment massius (Sm), sense cap tipus d'estructura, tot i que hom pot trobar en alguns casos una laminació paral·lela horitzontal (Sh) i, ocasionalment, estructures de corrent de tipus *ripple* (Sr).

Cal destacar l'existència d'alguns nivells de sorres amb una granoclassificació (Sg) decreixent (*finning-upwards*) que passen a lutites laminades al sostre. Segons Vilaplana (1983 a), aquests nivells poden interpretar-se com seqüències turbidítiques lacustres originades per corrents de terbolesa al peu del talús dels con-deltas (Ashley, 1975; Sturm i Matter, 1978; Shaw i Archer, 1978; Lambert i Hsü, 1979). Molt més freqüents són els nivells de sorres amb granoclassificació (Sg) creixent (*coarsening-upwards*), que poden passar a graves al sostre, i que corresponen a fàcies proximals que evidencien un augment de l'energia hidrodinàmica en el medi glàcio-lacustre (Vilaplana, 1983 a). Aquest canvi en les condicions hidrodinàmiques pot ésser degut, per exemple, a una fusió nival sobtada o a unes pluges torrencials.

3. Graves

Codi de fàcies. G: Graves

Gm: *matrix-supported*

Gc: *clast-supported*

G_m: massives

G_s: estratificades

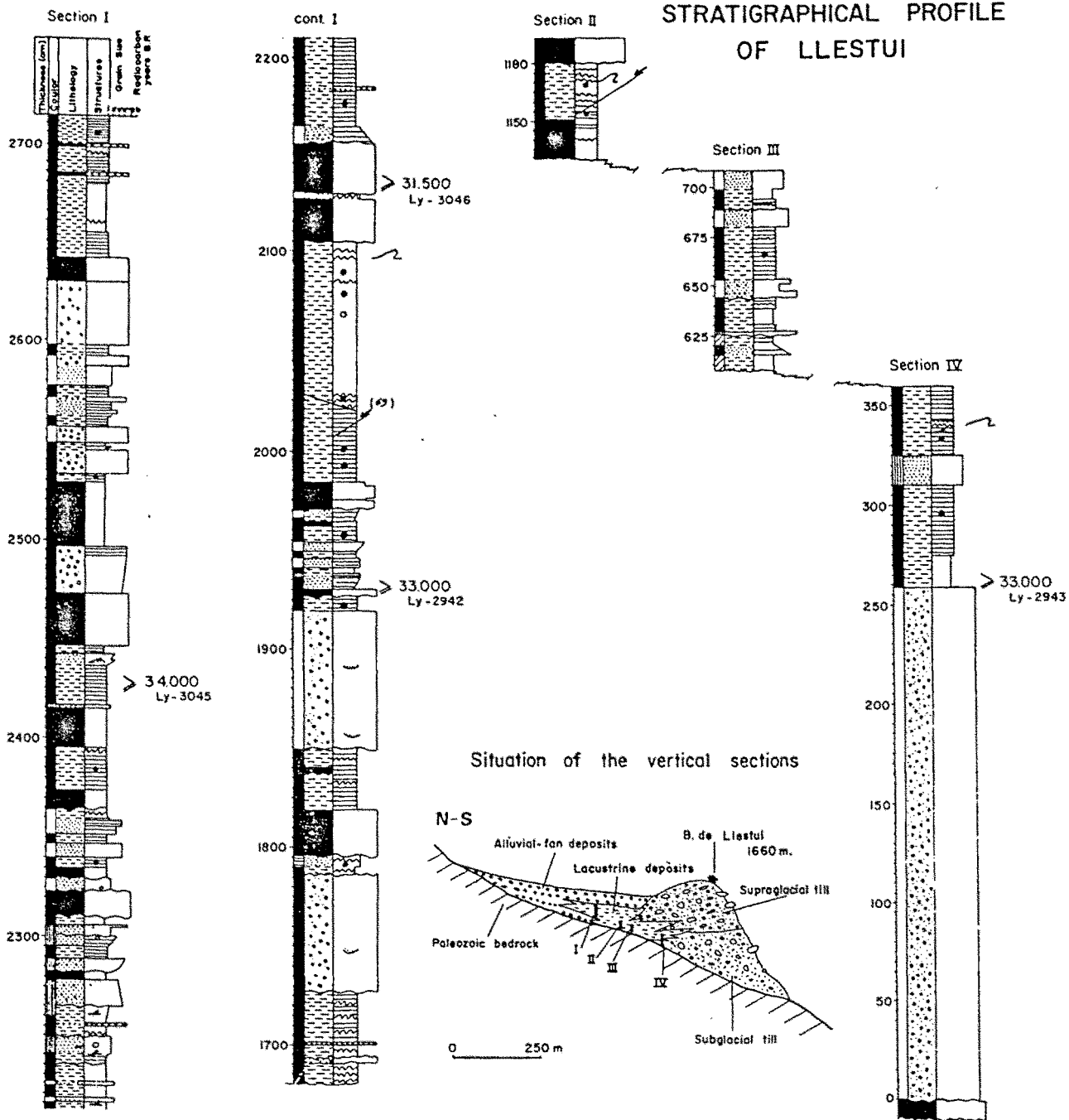
Els nivells de graves constitueixen aproximadament un 30% del total de la seqüència sedimentària de la unitat glàcio-lacustre central de Llestui.

Els nivells de graves tenen una potència molt variable que pot arribar fins a 2.5 metres (a la base de la seqüència glàcio-lacustre en contacte amb el till subglacial de Llestui, vegeu la figura VI.5).

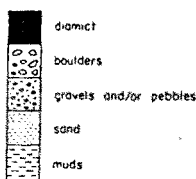
La morfologia dels clastos és subangulosa-subarrodonida i la seva litologia, amb la manca quasi total de granits, demostra que provenen principalment de les conques dels torrents del Clot i de Malmarrui.

Els nivells de graves són generalment massius amb una fàbrica del tipus *clast-supported* (Gcm), tot i que en alguns casos s'observen petits canals. Sovint, el contacte dels

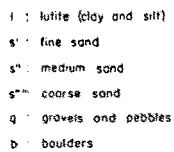
STRATIGRAPHICAL PROFILE OF LLESTUI



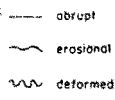
LITHOLOGY



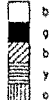
GRAIN SIZE



CONTACTS



COLOUR



INTERNAL STRUCTURES

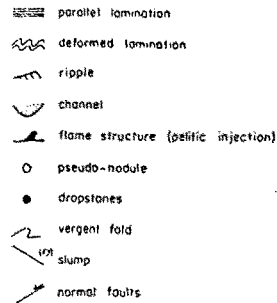


Figura VI.5: Perfil estratigràfic de la unitat glàcio-lacustre del complex juxtaglacial de Llestui (segons Vilaplana, 1983 b).

nivells de graves amb els nivells infrajacentes (ja siguin sorres o fins) és de tipus erosiu. Segons Vilaplana (1983 a), la sedimentació d'aquests nivells és deguda a un aport flúvio-torrencial d'elevada energia, probablement en períodes en que la làmina d'aigua del llac té una gruixària considerablement reduïda. Per la meua part, considero que no es pot descartar la possibilitat de que durant certs períodes curts de temps, el llac juxtaglacial de Llestui estigués temporalment sec. Aquest fet determinaria una dinàmica flúvio-torrencial molt més activa fins i tot en el centre de la cubeta glàcio-lacustre.

Alguns nivells centimètrics de graves sense matriu (Gcs) es troben intercalats en les ritmites glàcio-lacustres que constitueixen les fàcies característiques del centre de la cubeta. Aquests nivells poden interpretar-se com nivells més o menys continus de *dropstones*, caiguts al centre de la cubeta en fondre's durant l'estiu la superfície glaçada del llac juxtaglacial de Llestui.

4. Diamictons

Codi de fàcies. D: Diamictons

Dm: *matrix-supported*

D_m: massius

Els nivells de diamicton representen un 15% del total de la seqüència sedimentària de la unitat glàcio-lacustre central de Llestui.

Generalment estan constituïts per lutites de color gris-blau amb clastos dispersos i sense cap tipus d'estructura (Dmm). Els nivells de diamictons tenen generalment una potència decimètrica i un contacte inferior planar o, més sovint, erosiu.

Atenent a la litologia, la morfologia i la morfoscòpia dels clastos es poden diferenciar nivells de diamictons procedents dels con-delta dels torrents del Clot i de Malmarrui i d'altres provinents de la morrena lateral de la glacera de Llauset:

En el primer cas, els diamictons estarien originats per moviments de massa fluïdals d'alta viscositat (*slurry flows* - Carter, 1975-) subaquàtics, sedimentats al peu del talús dels con-delta (Cohen, 1979 i 1983).

En el segon cas, els diamictons correspondrien a *flow tills* subglacials i supraglacials que poden desencadenar-se tant en un medi subaèri com en un medi subaquàtic (Shaw, 1975; Shaw i Archer, 1979). Aquests *flow tills* sovint

determinen l'aparició d'estructures d'arrossegament en els nivells infrajacentes, fet corroborat per l'anàlisi micromorfològica d'aquests sediments que es descriurà tot seguit.

LES DADES MICROMORFOLÒGIQUES.

L'anàlisi micromorfològica dels tills i d'altres sediments relacionats amb la dinàmica glacial permet identificar els processos que han intervingut en la seva formació. Per tant, els estudis micromorfològics complementen les observacions sedimentològiques clàssiques i poden ser útils de cara a determinar la gènesi dels dipòsits glacials (van der Meer, 1987 i 1992 en premsa).

En el nostre cas, l'anàlisi micromorfològica s'ha aplicat als tills que constitueixen la unitat glacial de Llestui (vegeu l'apartat VI.2.1) i als dipòsits corresponents a la unitat glàcio-lacustre central. Concretament, l'anàlisi micromorfològica dels dipòsits glàcio-lacustres ha permès caracteritzar les estructures de deformació (interpretades com estructures sinsedimentàries, estructures degudes a una sobrecàrrega i estructures degudes als esforços induïts per la dinàmica de la glacera de Llauset) presents en aquests sediments.

Les mostres s'han escollit després de la realització d'un perfil estratigràfic detallat (representat a la figura VI.6) situat a la part central-septentrional de la unitat glàcio-lacustre de Llestui, aproximadament en una transversal equivalent a la secció I presentada per Vilaplana (1983, a i b) (vegeu la figura VI.5). Dues de les mostres es corresponen exactament amb el perfil estratigràfic, concretament les mostres Mi-581 (nivell 20-28 cm) i Mi-585 (nivell 66-70 cm) (vegeu la figura VI.6). Les altres tres mostres (Mi-582, Mi-583 i Mi-584) corresponen a nivells equivalents als del perfil aixecat, però separats lateralment entre 2 i 5 metres.

El perfil estratigràfic (figura VI.6 i foto VI.7)

En el perfil estratigràfic realitzat s'han diferenciat diversos nivells de dipòsits glàcio-lacustres corresponents a una sedimentació en aigües relativament tranquil·les al centre de la cubeta. Aquests nivells presenten les següents litofàcies (vegeu la figura VI.6):

- Fins (fonamentalment lutites) massius (Fm) que poden incloure *dropstones* aïllats (Fmd).

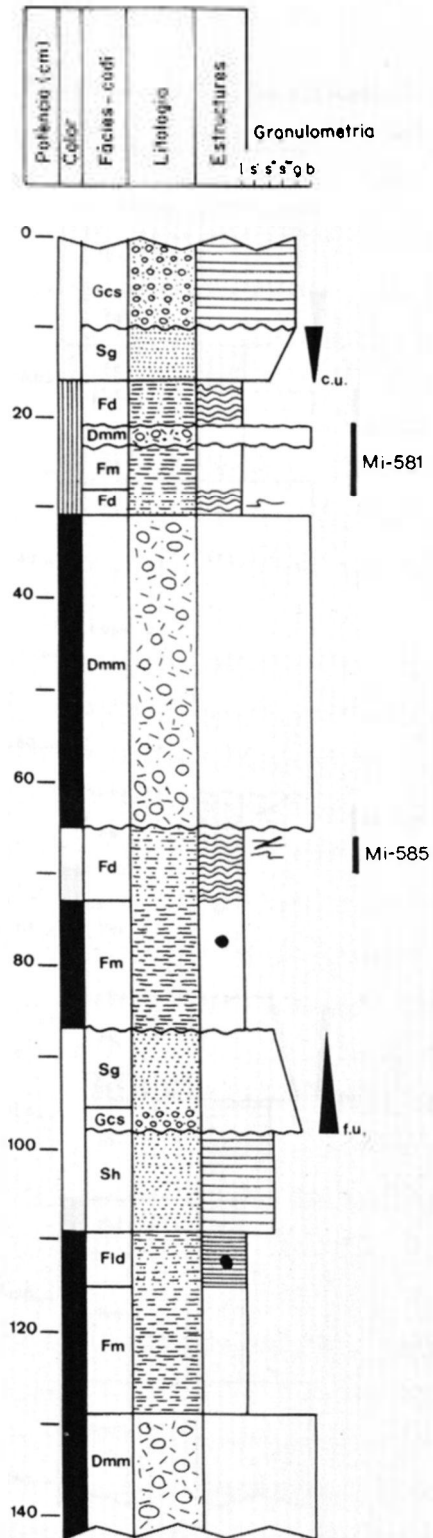


Foto VI.7: Detall (aprox. nivell 63-125cm) del perfil estratigràfic representat a la figura VI.6.

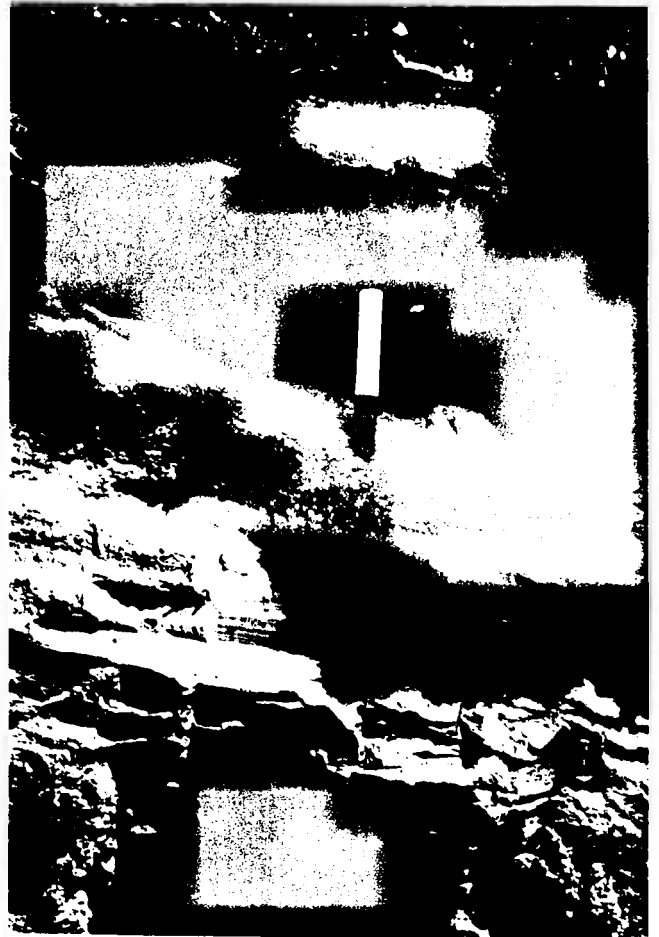


Figura VI.6: Perfil estratigràfic de la unitat glàcio-lacustre del complex juxtaglacial de Llestui. Aquest perfil correspon aproximadament al tram central de la secció I representada a la figura VI.5. Llegenda: vegeu la figura VI.5. Les referències Mi-585 i Mi-581 corresponen a les làmines primes descrites en el text.

Llegenda del codi de fàcies: Dmm, Diamicton, *matrix-supported*, massiu; Gcs, Graves, *clast-supported*, estratificades; Sh, Sorres amb laminació horitzontal; Sg, Sorres gradades; Fld, Fins (Lutites i sorres fines) amb laminació horitzontal i *dropstones*; Fd, Fins amb laminació deformada; Fm, Fins, massius.

- Fins amb laminació horitzontal (FI) que corresponen a ritmites constituïdes per una alternança de nivells centi-mil·limètrics de lutites i sorres fines. Aquests nivells també poden incloure *dropstones* aïllats (FId).
- Fins amb laminació deformada (Fd), tant per estructures de plegament com de fracturació.

Aquests nivells fins es veuen sovint interromputs, mitjançant un contacte erosiu, degut a la intercalació de nivells de sorres, graves i diamictons.

Els nivells sorrencs poden presentar una laminació horitzontal (Sh) (nivell 98-110 cm) o una gradació granulomètrica (Sg) (nivells 87-98 i 0-16 cm) (vegeu la figura VI.6):

- El nivell 87-98 cm està constituït per graves a la base, amb còdols tous de lutites, que passen gradualment al sostre a unes sorres amb granoclassificació decreixent (*finning-upwards*) (vegeu la foto VI.7). Aquest nivell pot interpretar-se com una seqüència deguda a un corrent de terbolesa lacustre (turbidita).
- El nivell 0-16 cm està constituït per unes sorres amb granoclassificació creixent (*coarsening-upwards*) que al sostre passen, mitjançant un contacte erosiu, a graves amb laminació horitzontal. Aquesta seqüència demostra un augment de l'energia hidrodinàmica que podria associar-se a una progradació dels con-deltas cap al centre de la cubeta glàcio-lacustre (deguda a unes pluges torrencials i/o a una disminució de la gruixària de la làmina d'aigua).

Finalment cal remarcar l'existència de tres intercalacions de diamictons amb una fàbrica del tipus *matrix-supported* i una estructura massiva (Dmm) (vegeu la figura VI.6):

- Els dos diamictons inferiors (nivells 32-65 cm i >129 cm) estan constituïts per lutites de color gris-blau amb clastos dispersos, sovint de granodiorita. La litologia dels clastos demostra que els diamictons provenen de la morrena lateral de les bordes de Llestui i poden interpretar-se com *flow tills* subaquàtics.
- El diamicton superior (nivell 21-23 cm) presenta una matriu llimo-sorrenca de color ocre poc abundant (fins i tot, en alguns punts, la fàbrica d'aquest diamicton és del tipus *clast-supported*). Els clastos de granodiorita, també presents, són molt més ocasionals. El diamicton superior pot interpretar-se com el resultat d'un moviment de massa fluïdal d'alta viscositat sedimentat al peu del talús dels con-deltas del Clot i de Malmarrui.

Làmina prima Mi-585

La làmina prima Mi-585 correspon al nivell 66-70 cm (vegeu la figura VI.6) i està constituïda per nivells de lutites i sorres fines amb laminació paral·lela deformada (Fd) (vegeu la figura VI.7). Aquestes lutites estan fossilitzades per un diamicton interpretat com un *flow till* subaquàtic.

Les estructures que s'observen són de dos tipus: plecs vergents al nord i falles inverses que cabussen al sud (sovint amb un angle de cabussament inferior a 30°) (vegeu la figura VI.7). Aquestes falles són clarament visibles degut al desplaçament que provoquen en els sediments rítmics.

A la part superior de la làmina prima s'observen quatre falles inverses més o menys paral·leles que cabussen al sud (i fins i tot en alguns punts presenten un cabussament horitzontal). Degut al moviment d'aquestes falles, part dels sediments lutítics (vegeu el nivell fosc de la foto VI.8) han estat arrencats i incorporats en el nivell suprajacent formant còdols tous lutítics (*mud balls*). Cal remarcar que aquests còdols tous no són deguts a processos erosius sinó a la deformació d'aquests dipòsits.

A la part inferior de la làmina prima s'observen dos plecs vergents al nord directament relacionats amb falles inverses, de manera que constitueixen "anticlinals de rampa de bloc superior" (vegeu la foto VI.9).

En general, la fàbrica del plasma no està gaire desenvolupada, observant-se únicament una certa birrefringència, deguda a la reorientació de les partícules del plasma, al llarg dels plans de fractura.

En conjunt, totes les deformacions observades són compatibles amb una progressió del *flow till* subaquàtic (nivell de diamicton suprajacent) des del sud cap al nord, fet que hauria provocat diverses estructures d'arrossegament (plecs vergents al nord i falles inverses cabussant al sud) en els nivells fins infrajacentes.

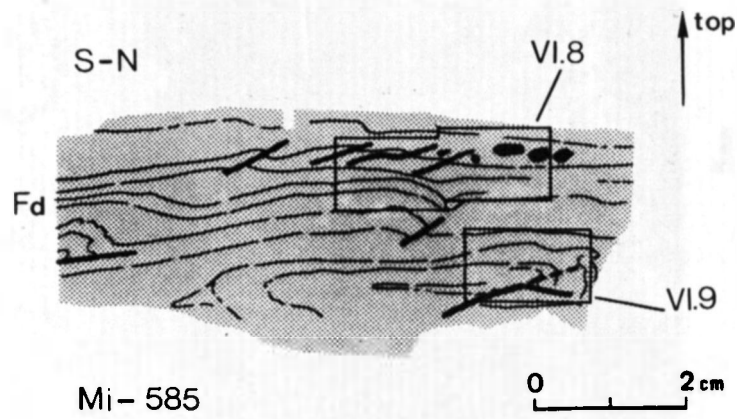


Figura VI.7: Esquema de la làmina prima Mi-585.

Llegenda: Traç fi: Laminacions; Traç gruixut: Fractures; Ombrejat: Fins (lutites i sorres fines); Negre: Còdols tous de materials fins; Fd: Fins amb laminació deformada.

S'indiquen també els sectors representats a les fotos VI.8 i VI.9.



Foto VI.9: Plec vergent al nord que constitueix un "anticlinal de rampa de bloc superior", i falles inverses de baix angle (Fi), a la part inferior-dreta de la làmina prima Mi-585 (vegeu la figura VI.7). Fotografia amb llum paral·lela.



Foto VI.8: Falles inverses de baix angle (FI) i còdols tous de lutites (CT) a la part superior de la làmina prima Mi-585 (vegeu la figura VI.7). Fotografia amb il·lum paral·lela.

Làmina prima Mi-582

La làmina prima Mi-582 correspon al mateix nivell del qual s'ha obtingut la làmina Mi-585, però està recollida uns 5 metres més al sud; és a dir, en direcció a la unitat glacial de Llestuí.

Està constituïda fonamentalment per lutites massives i ritmites amb laminació deformada. També hi són presents alguns nivells lenticulars de sorres, alguns dels quals tenen una forma elongada. També cal citar la presència d'un *dropstone* a la part inferior de la làmina, amb les laminacions de les ritmites envoltant-lo a la part superior i molt deformades als costats (vegeu la figura VI.8).

Les fractures són molt abundants, predominant les falles inverses, al llarg de les quals les partícules del plasma estan fortament reorientades donant lloc a una fàbrica del plasma del tipus *unistrial* (vegeu les fotos VI.10, VI.11 i VI.12).

El tipus de fractures i el seu cabussament també demostren, igual que a la làmina prima Mi-585, que són degudes a una deformació produïda per la progressió de la glacera de Llauset amb la conseqüent sedimentació del *flow-till* subaquàtic que es troba just per sobre d'aquest nivell de fins.

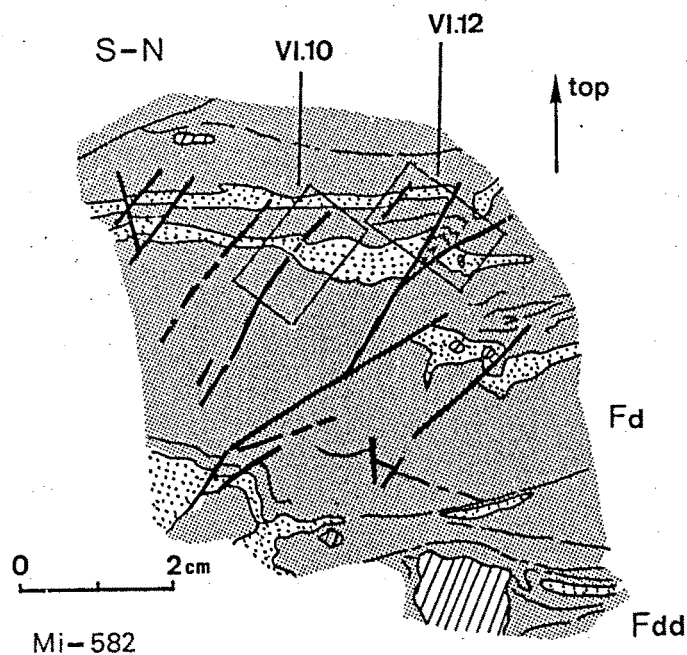
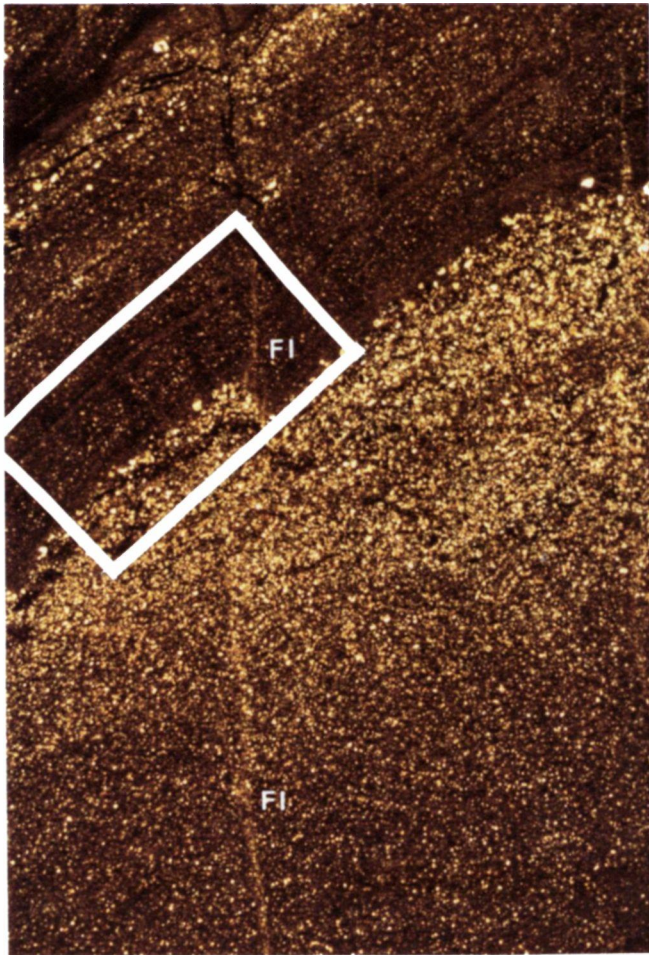


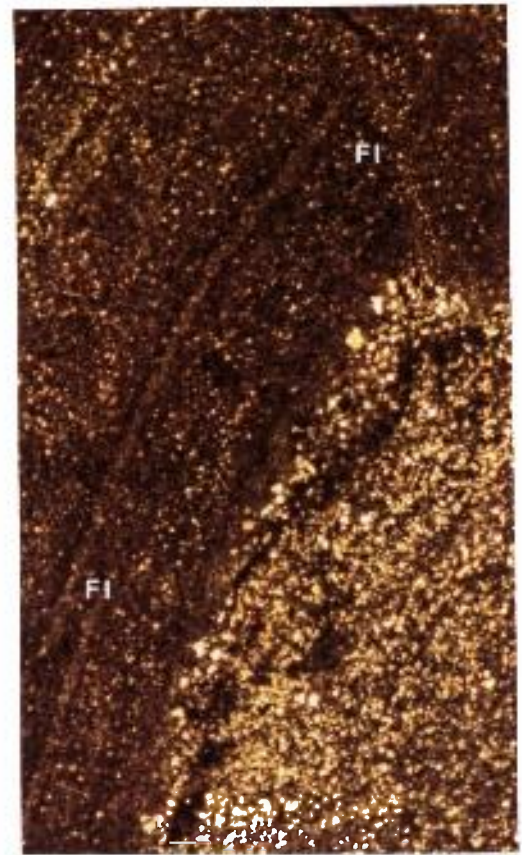
Figura VI.8: Esquema de la làmina prima Mi-582.

Llegenda: Traç fi: Laminacions; Traç gruixut: Fractures; Ombrejat: Fins (lutites i sorres fines); Puntejat: Sorres; Ratllat: Clastos; Fd: Fins amb laminació deformada; Fdd: Fins amb laminació deformada i *dropstones*.

S'indiquen també els sectors representats a les fotos VI.10 i VI.12.



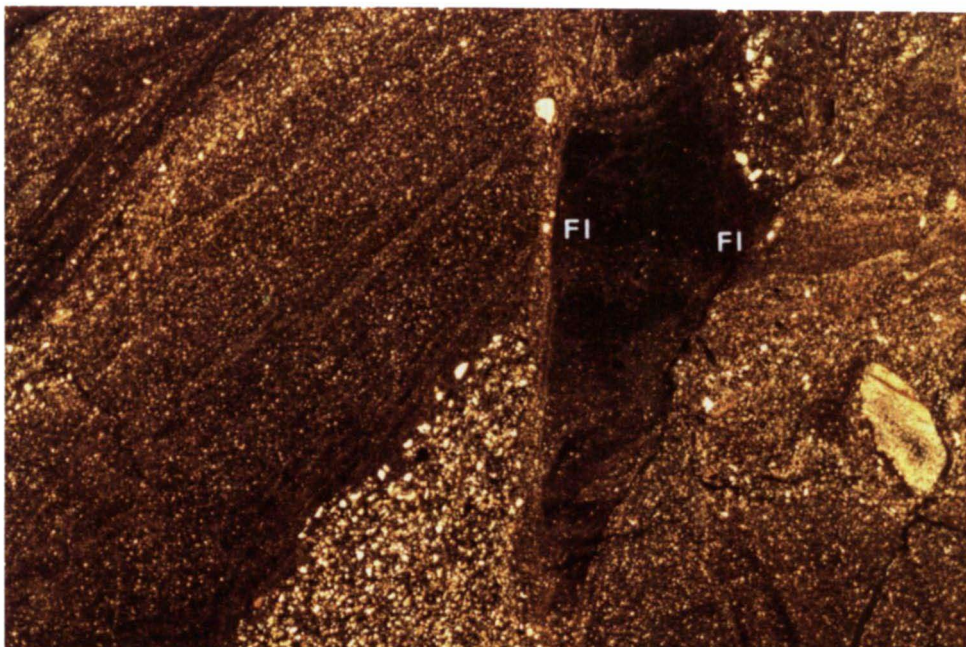
5mm



2.5mm

Foto VI.10: Falla inversa (Fi) a la làmina prima Mi-582 (vegeu la figura VI.8). Fotografia amb nícols creuats. S'observa una clara birrefringència de les partícules del plasma al llarg del pla de fractura, donant lloc a una fàbrica tipus *unistrial* deguda als esforços de cisalla.

Foto VI.11: Detall de la fotografia VI.10. S'observen dues falles inverses (Fi) conjugades. Fotografia amb nícols creuats.



5mm

Foto VI.12: Nivell de lutites deformades entre dues falles inverses (Fi) a la làmina prima Mi-582 (vegeu la figura VI.8). Fotografia amb nícols creuats. S'observa una clara birrefringència de les partícules del plasma al llarg dels plans de fractura (principalment a la fractura situada a l'esquerra de la foto).

Làmina prima Mi-581

La làmina prima Mi-585 correspon al nivell 20-28 cm (vegeu la figura VI.6). Està constituïda, de base a sostre, per fins (nivells de lutites i sorres) amb laminació deformada (Fd), lutites massives amb algunes sorres i gravetes disperses (Fm), un diamicton (Dmm) interpretat com un material esllavissat al peu dels con-delta del Clot i de Malmarrui i, finalment, unes lutites amb laminació deformada (vegeu la figura VI.9).

Les principals estructures observables en aquesta làmina prima es concentren a la seva part inferior. Les laminacions es troben intensament deformades mostrant un conjunt de plecs molt ben marcats però amb vergències oposades (vegeu la foto VI.13). Així, hom pot observar plecs vergents al nord i plecs vergents al sud.

En general, la fàbrica del plasma en aquest sector de la làmina prima no està molt desenvolupada:

Es pot observar una certa birrefringència en alguns dominis disposats paral·lelament a l'estratificació. Aquesta birrefringència podria ser deguda, probablement, a una orientació primària de les partícules del plasma.

Al mateix temps s'observa una marcada reorientació de les partícules del plasma al llarg de tot un conjunt de falles que cabussen tant al sud com al nord, però sempre amb un angle de cabussament baix (inferior a 30°). Aquestes falles són posteriors als plecs doncs desplaçen les laminacions plegades (vegeu les fotos VI.13 i VI.14).

Els primers resultats de l'anàlisi micromorfològica semblen indicar que els plecs situats a la base de la làmina prima podrien correspondre a estructures sinsedimentàries (*slump?*). Per altra part, els fenòmens d'interferència de plecs que s'observen a la làmina prima, podrien relacionar-se amb la deformació produïda durant una petita pulsació de la glacera de Llauset. Finalment, les fractures més recents, que afecten els plecs, podrien ésser el resultat d'una sobrecàrrega produïda pels nivells suprajacents o d'una relaxació dels dipòsits deguda a un lleuger retrocés de la glacera de Llauset.

Evidentment, de cara a determinar amb precisió l'origen d'aquestes estructures de deformació i, al mateix temps, la seva cronologia relativa, caldria estudiar en detall la micromorfologia de un major nombre de làmines primes corresponents a aquests nivells.

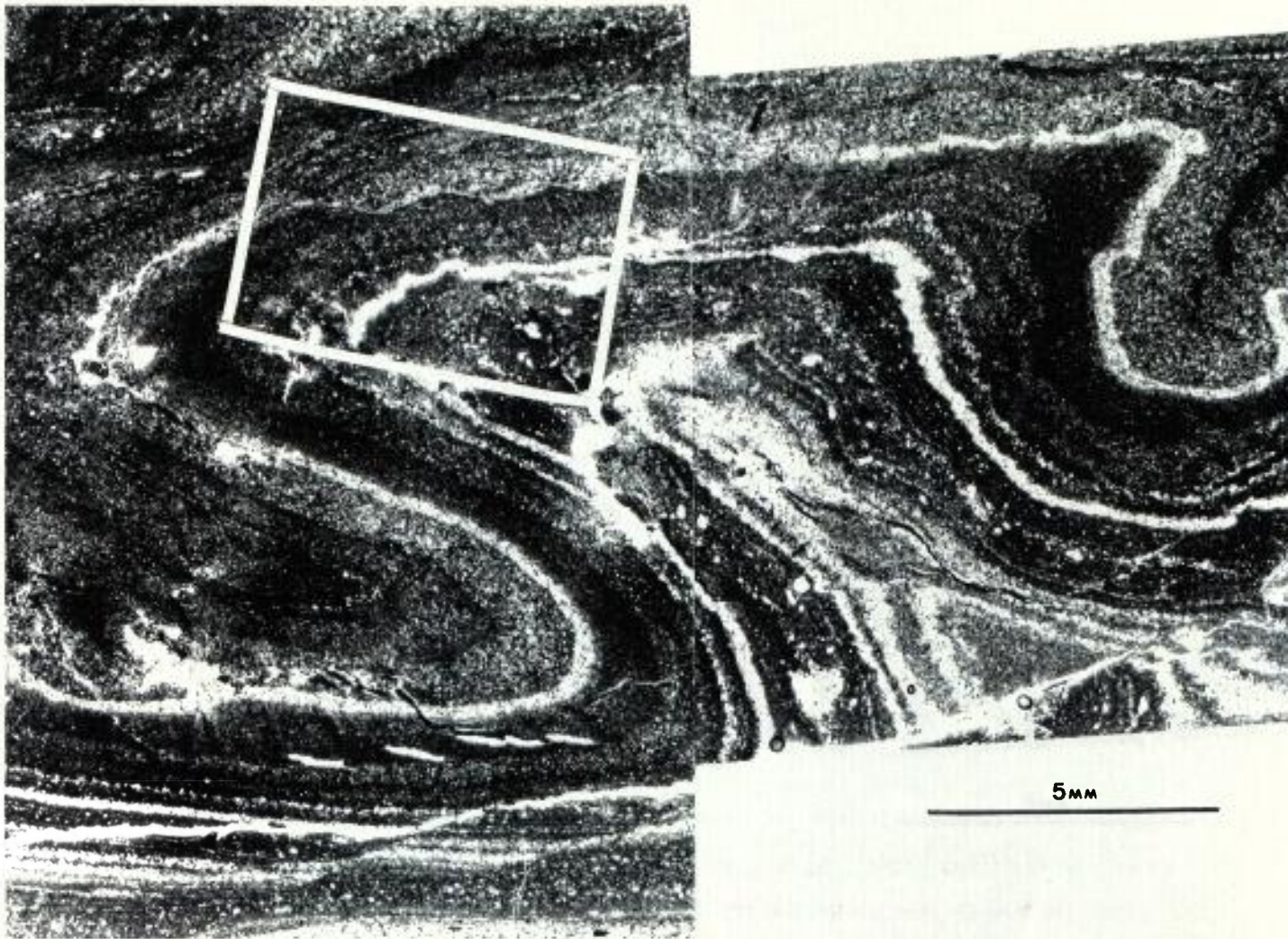


Foto VI.13: Plecs amb vergències oposades a la part inferior de la làmina prima Mi-581 (vegeu la figura VI.9). S'observen també diverses falles que afecten les laminacions plegades. Fotografia amb llum paral·lela.

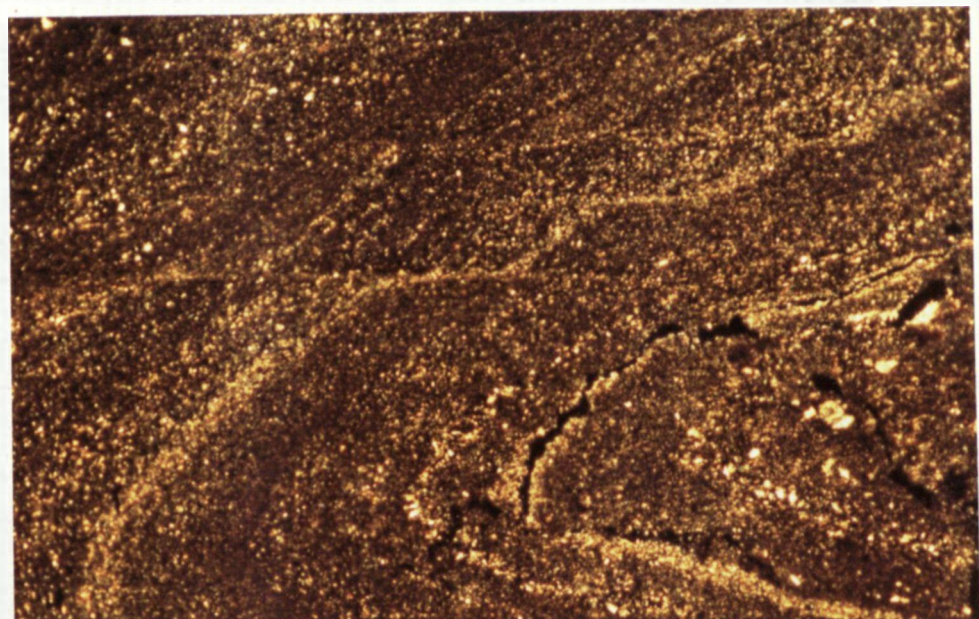


Foto VI.14: Detall de la fotografia VI.13. Fotografia amb nìcols creuats. S'observa una clara birrefringència de les partícules del plasma paral·lelament a les laminacions plegades i al llarg dels plans de fractura que desplaçen les laminacions. En el primer cas, la birrefringència pot ésser deguda a una orientació primària (sedimentària) de les partícules del plasma; en el segon cas, la birrefringència és deguda a la reorientació de les partícules del plasma durant la fracturació posterior.

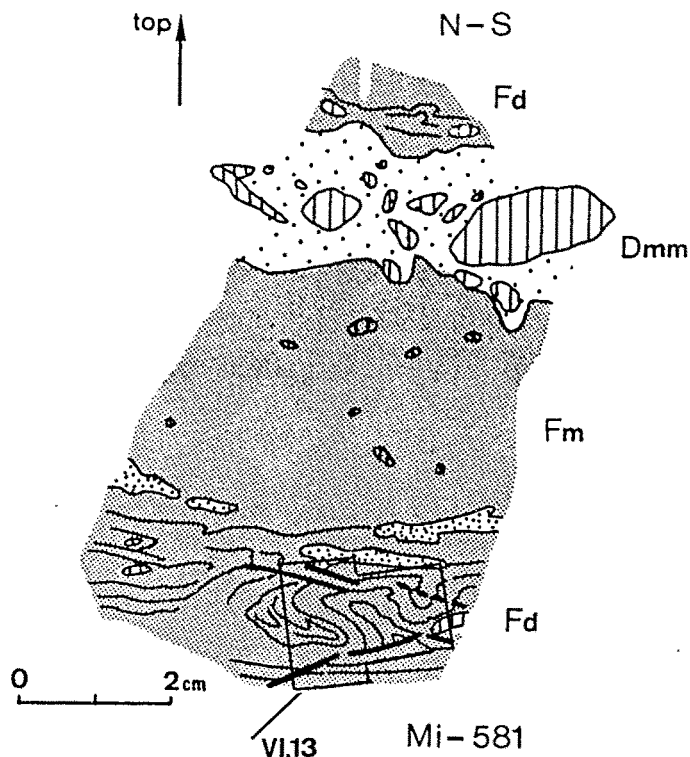


Figura VI.9: Esquema de la làmina prima Mi-581.

Llegenda: Traç fi: Laminacions; Traç gruixut: Fractures; Ombrejat: Fins (lutites i sorres fines); Puntejat: Sorres; Ratllat: Clastos; Fd: Fins amb laminació deformada; Fm: Fins massius; Dmm: Diamicton, *matrix-supported*, massiu. S'indica també el sector representat a la foto VI.13.

Làmines primes Mi-583 i Mi-584

Aquestes dues làmines primes corresponen als mateixos nivells que els de la mostra Mi-581, però estan situades uns 3 metres més al nord; és a dir, en direcció a la unitat al·luvial de Llestui.

En ambdues làmines primes s'observen nivells de ritmites lleugerament deformades i el fet més remarcable és la presència de petites falles normals. Aquestes falles normals poden interpretar-se com un efecte de la sobrecàrrega o com una relaxació dels dipòsits associada a un lleuger retrocés de la glacera de Llauset.

En conjunt, els primers resultats de l'anàlisi micromorfològica de les 5 làmines primes estudiades corroboren les interpretacions fetes sobre l'origen dels diamictons del perfil presentat a la figura VI.6.

Al mateix temps, i el que és més important, l'anàlisi micromorfològica complementa les observacions de camp encaminades a caracteritzar la dinàmica de la glacera de Llauset durant la *Fase d'estabilització post-màxim* durant la qual es va formar el complex juxtaglacial de

Llestui. Si bé aquesta fase s'anomena d'estabilització, la glacera pot experimentar lleugers avenços i retrocessos que queden enregistrats en les característiques micromorfològiques dels sediments de la unitat glàcio-lacustre. Conseqüentment, l'anàlisi micromorfològica detallada de les seqüències glàcio-lacustres és un mètode totalment vàlid per estudiar la dinàmica glacial sincrònica amb el reblliment de les cubetes. L'anàlisi micromorfològica, que pot considerar-se com un mètode de treball complementari en aquells complexos on aflora la seqüència sedimentària (com és el cas del complex de Llestui), constitueix el millor mètode (i en molts casos fins i tot l'únic) per reconstruir la dinàmica glacial d'aquells complexos glàcio-lacustres dels quals únicament es disposa d'un testimoni obtingut mitjançant un sondeig mecànic.

VI.2.3. La unitat al·luvial.

La unitat al·luvial aflora a l'extrem septentrional del complex de Llestui, amb una potència màxima estimada d'aproximadament 40 metres.

En superfície, la unitat al·luvial forma dos cons de dejecció coalescents, corresponents als torrents del Clot i de Malmarrui, que fossilitzen la unitat glàcio-lacustre central i es recolzen sobre el cordó morrènic lateral esquerre de la glacera de LLauset (vegeu les fotos VI.1, V.2 i VI.3 i la figura VI.3). La incisió d'ambdós torrents permet observar com, a la base, els dipòsits de la unitat al·luvial s'indenten amb els dipòsits de la unitat glàcio-lacustre central (vegeu la foto VI.5).

Aquesta unitat està constituïda per nivells de graves amb morfologia subangulosa-angulosa i una fàbrica del tipus *clast-supported*. Ocasionalment hom troba alguns nivells de blocs i de sorres, els primers més freqüents a la part proximal de la unitat al·luvial i els segons més freqüents a la part distal. Tots aquests nivells es disposen, amb un llitatge molt ben marcat, cabussant uns 5° cap al sud; és a dir, en direcció al centre de la cubeta de Llestui (vegeu la foto VI.3).

Els dipòsits de la unitat al·luvial corresponen, mentre el llac de Llestui és funcional, a la sedimentació en con-deltaes que prograden dintre de la cubeta glàcio-lacustre. En desaparèixer el llac de Llestui, i abans de l'encaixament dels torrents del Clot i de Malmarrui, els darrers episodis del reblliment de la cubeta estan caracteritzats per la sedimentació en els cons de dejecció flúvio-torrencials que configuren, en gran part, la morfologia actual del complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui.

VI.3. El model sedimentari del complex juxtaglacial de Llestui.

A partir de la revisió i de l'anàlisi dels treballs publicats amb anterioritat (Vilaplana, 1983 a, b i c; Serrat *et al.*, 1983), Vilaplana i Bordonau (1989) descriuen les característiques del paleollac de Llestui i la seva dinàmica sedimentària a fi i efecte d'establir el model deposicional del complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui.

El paleollac de Llestui, degut a l'obturació del drenatge de les conques flúvio-torrencials del Clot i de Malmarrui per part de la glacera de Llauset, té una longitud compresa entre 200 i 300 metres i una amplada compresa entre 300 i 400 metres (vegeu la figura VI.10). Així doncs, el paleollac de Llestui, amb una superfície d'aproximadament 8 hectàrees, és de reduïdes dimensions. Aquest fet determina una dinàmica sedimentària molt activa, i conseqüentment una taxa de sedimentació elevada, en la qual els processos sedimentaris desencadenats als marges de la cubeta contribueixen de manera rellevant al total rebliment de la cubeta juxtaglacial de Llestui. Per tant, les fàcies característiques d'una sedimentació en aigües tranquil·les al centre de la cubeta es veuen sovint interrompudes per intercalacions de nivells detrítics grollers.

La columna d'aigua del paleollac de Llestui té una gruixària variable, entre uns pocs metres i un màxim d'aproximadament 15-20 metres. Per tant, es tracta d'un llac d'aigües fonamentalment somes que temporalment, durant certs períodes de curta durada, pot fins i tot assecar-se.

La cota del nivell del llac també ha estat variable al llarg del temps, des d'un nivell relativament baix assolit durant les fases d'estabilització que precedeixen el darrer màxim glacial (fet demostrat per les característiques sedimentològiques que presenta el till subglacial de Llestui -vegeu els apartats II.2 i VI.2.1-), fins el nivell més alt assolit durant el darrer màxim glacial i la posterior fase d'estabilització (ja dintre del període de la deglaciació). Per altra part, quan el nivell del llac assoleix la seva màxima cota, aquesta pot experimentar lleugeres oscil·lacions en funció de la posició i la dinàmica de la glacera de Llauset que provoca l'obturació (gruixària de glaç, petites pulsacions d'avenç, lleugers retrocessos, etc.). Les oscil·lacions de la cota del nivell del llac determinen en gran part la distribució de les fàcies sedimentàries; així, a tall d'exemple, l'elevació de la cota del llac deguda a una progradació glacial cap al centre de la cubeta comporta una regressió dels fronts dels con-deltas.

Les litofàcies i les estructures sedimentàries són característiques dels diferents processos sedimentaris i, per tant, ens proporcionen la informació necessària per reconstruir la dinàmica de l'ambient glàcio-lacustre. Al paleollac de Llestui es poden diferenciar tres conjunts principals de processos sedimentaris (vegeu la figura VI.10).

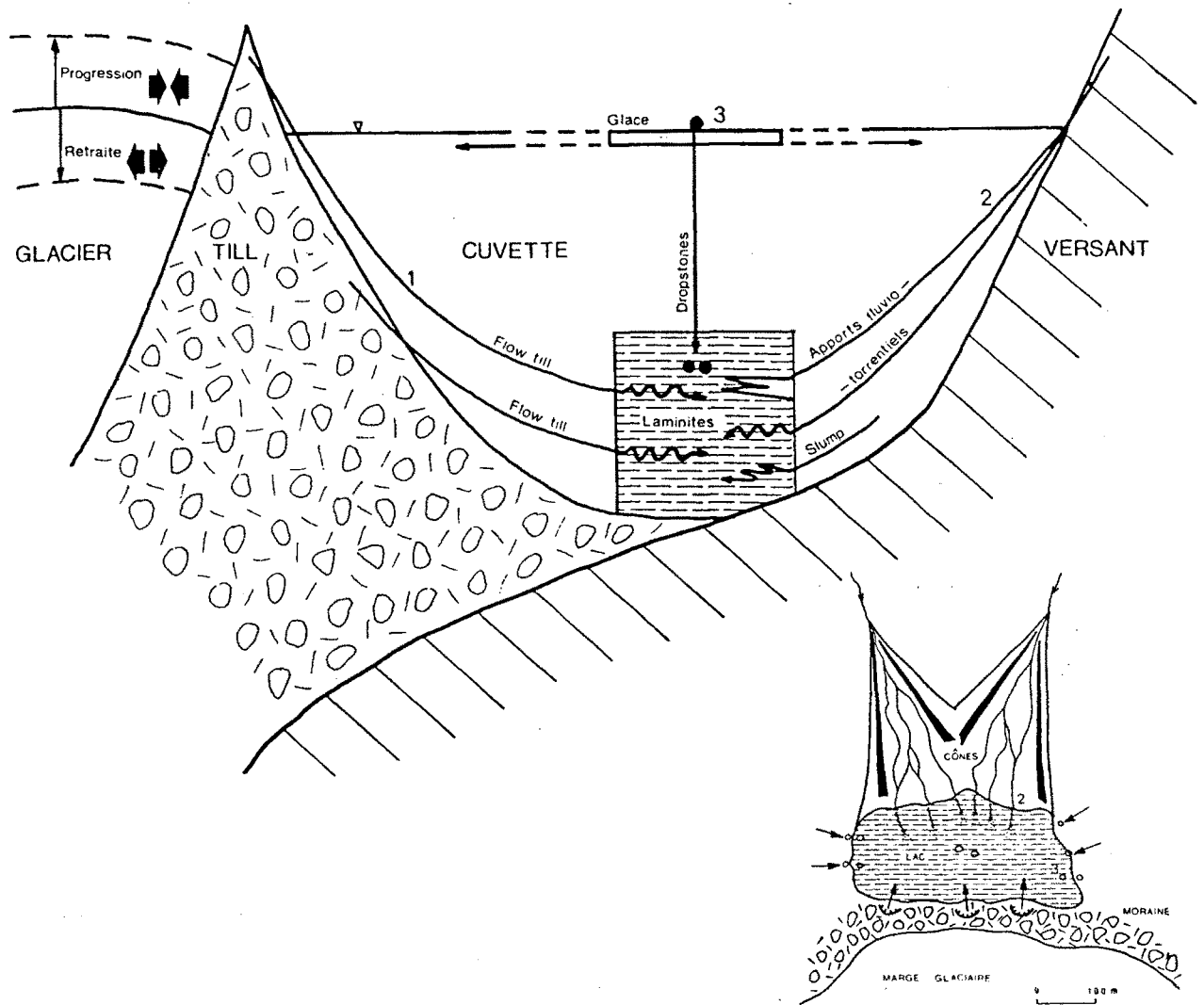


Figura VI.10: Reconstrucció esquemàtica del llac juxtaglacial de Llestui i model esquemàtic (sense escala) de la sedimentació en la unitat glàcio-lacustre central (segons Vilaplana i Bordonau, 1989). (Vegeu l'explicació en el text).

1. Processos relacionats amb les inestabilitats dels vessants que limiten la cubeta.
2. Processos relacionats amb els aports d'aigües flúvio-torrentials.
3. Processos relacionats amb l'existència d'una capa de glaç a la superfície del llac.

1. Processos relacionats amb les inestabilitats (moviments de massa) dels vessants, subaèris o subaquàtics, que limiten la cubeta glàcio-lacustre de Llestui (vegeu la figura VI.10).

Els més importants són els moviments de massa que afecten la morrena lateral de Llestui i que determinen la sedimentació de *flow tills* (supraglacials o subglacials) en el centre de la cubeta (Shaw, 1975; Shaw i Archer, 1979). La litofàcies característica d'aquests tipus de dipòsits és un diamicton amb abundant matriu argilosa i una estructura massiva (Dmm). La sedimentació d'aquests diamictons acostuma a anar acompanyada de l'erosió parcial i la deformació (estructures d'arrossegament, etc.) dels nivells infrajacentes.

També cal destacar els moviments de massa fluidals d'alta viscositat, *slurry-flows* segons la terminologia de Carter (1975), produïts en els talusos inestables dels con-deltas i sedimentats al centre de la cubeta en forma de diamictons, *slumps*, etc. (Cohen, 1979 i 1983).

2. Processos relacionats directament amb els aportats d'aigües de fusió de procedència supraglacial i subglacial (Ashley, 1988) i, principalment, amb els aportats d'aigües flúvio-torrencials provinents de les conques dels torrents del Clot i de Malmarrui (vegeu la figura VI.10).

Aquests processos són responsables de la sedimentació de nivells de graves (Gcm, Gcs) i de sorres, més freqüents als sectors proximals de la cubeta, i de ritmites glàcio-lacustres (nivells alternants d'ordre mil·limètric-centimètric de lutites i sorres fines) al centre de la cubeta de Llestui.

El règim hídric de caràcter torrencial de les conques del Clot i de Malmarrui que nodreixen el llac de Llestui, és el principal responsable del rebliment sedimentari de la cubeta glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui. Els cons de dejecció que actualment fossilitzen els dipòsits glàcio-lacustres constitueixen, mentre el llac era funcional, con-deltas progradians cap al centre de la cubeta.

En el centre de la cubeta, els corrents de terbolesa originats al talús dels con-deltas poden determinar la sedimentació de seqüències turbidítiques lacustres (Ashley, 1975; Sturm i Matter, 1978; Shaw i Archer, 1978; Lambert i Hsü, 1979). Aquestes seqüències estan caracteritzades per nivells de sorres gradades (Sg) amb classificació granodecreixent que passen al sostre a lutites amb laminació paral·lela horitzontal (Fl).

Cal remarcar que les ritmites amb laminació paral·lela horitzontal (FI), pròpies de la sedimentació en aigües relativament tranquil·les al centre de la cubeta, tot i el seu aspecte varvat, no representen necessàriament cicles de periodicitat anual (Lambert i Hsü, 1979; Ludlam, 1979) sinó cicles relacionats amb les característiques hidrodinàmiques de l'ambient glàcio-lacustre juxtaglacial (condicionats tant per factors estacionals com per esdeveniments puntuals -per exemple, pluges torrencials, corrents de terbolesa, etc.-).

3. Processos relacionats amb l'existència estacional (o fins i tot plurianual) d'una capa de glaç a la superfície del llac de Llestui (vegeu la figura VI.10).

Les graves i els blocs que cauen lliscant sobre la superfície glaçada del llac de Llestui, en fondre's la capa de gel, es sedimenten al centre de la cubeta. Els *dropstones* sedimentats d'aquesta manera es poden presentar aïllats entre les ritmites glàcio-lacustres (FId) o formant nivells més o menys continus de graves (Gcs), de potència centimètrica, interestratificats amb les ritmites glàcio-lacustres característiques de la sedimentació al centre de la cubeta de Llestui.

La distribució de les fàcies resultants d'aquests processos que he comentat suara està totalment condicionada per la geometria i les dimensions de la cubeta de Llestui:

Al marge meridional del llac, prop de la morrena lateral de la glacera de Llauset, hi predominen els nivells de diamictons interpretats com *flow tills* subglacials i supraglacials.

Al marge septentrional del llac, prop de la desembocadura dels torrents del Clot i de Malmarrui, hi predominen els nivells de graves i sorres característics d'una sedimentació flúvio-torrencial (con-deltes mentre el llac de Llestui és funcional i cons de dejecció quan el llac ja està totalment reblert de sediments).

Al centre del llac, i degut a les seves reduïdes dimensions, la sedimentació de ritmites glàcio-lacustres, característiques d'un ambient amb aigües relativament tranquil·les, es veu interrompuda per nombrosos contactes erosius i intercalacions de nivells grollers (diamictons i graves).

Clàssicament, les ritmites han estat considerades com la litofàcies característica de la sedimentació en un ambient glàcio-lacustre. En canvi, en els llacs glàcio-lacustres juxtaglacial

com el de Llestui, de reduïdes dimensions, les variacions de la dinàmica sedimentària són molt importants, tant en l'espai com en el temps, i la sedimentació de materials fins laminats està afectada per nombroses interrupcions de caràcter erosiu. Per tant, al centre de la cubeta hom no troba una llarga seqüència de ritmites glàcio-lacustres sinó una alternança de diverses litofàcies (fins, sorres, graves i diamictons) que presenten una geometria i unes relacions, tant verticals com laterals, complexes.

A la resta de complexos glàcio-lacustres juxtaglacial pirinencs, la sedimentació estarà afectada també pels mateixos factors que controlen la sedimentació en el paleollac de Llestui. Entre aquests factors cal destacar la proximitat de la glacera que produeix l'obturació, la geometria i les dimensions (profunditat i extensió) de la cubeta, l'àrea font i els tipus d'aports sedimentaris (morrena, cons flúvio-torrencials, etc.), la dinàmica als vessants que voregen la cubeta i l'existència temporal d'una capa de glaç a la superfície del llac.

Si bé els complexos glàcio-lacustres (proglacial i juxtaglacial) dels Pirineus constitueixen els registres més continus dels que hom disposa per estudiar l'evolució del glacialisme pirinenc, cal tenir en compte que aquesta continuïtat és únicament relativa doncs, com s'ha comprovat, les seqüències glàcio-lacustres presenten nombroses discontinuïtats. Aquest fet posa de manifest les limitacions que presenten les seqüències glàcio-lacustres de cara als estudis encaminats a establir l'evolució paleoecològica i paleoclimàtica dels Pirineus, limitacions que són molt més importants en aquells casos en que únicament es disposa del registre sedimentari obtingut mitjançant un sondeig mecànic. Per tant, abans d'aplicar qualsevol tècnica analítica (anàlisi palinològica, anàlisi isotòpica, etc.), cal portar a terme un estudi sedimentològic (i micromorfològic) acurat del registre sedimentari per determinar els punts de discontinuïtat presents i evitar els possibles errors en la interpretació dels resultats analítics.

VI.4. La cronologia del complex juxtaglacial de Llestui.

L'inici de l'obturació dels torrents del Clot i de Malmarrui cal situar-lo en les *Fases d'estabilització pre-màxim*, quan la glacera de Llauset va obstruir el drenatge d'ambdues conques flúvio-torrencials formant-se un llac glàcio-lacustre juxtaglacial. Aquest llac va anar ocupant cotes successivament més elevades, a mesura que la llengua de la glacera de Llauset augmentava la seva gruixària de glaç, fins assolir, a la transversal de Llestui, un valor màxim d'aproximadament 300 metres durant la *Fase de màxim glacial*. En la seva progressió cap el màxim glacial, la glacera de Llauset va anar erosionant i retreballant els sediments glàcio-

lacustres, tot incorporant-los en la matriu del till subglacial de Llestui que, d'aquesta manera, constitueix un dels anomenats registres indirectes corresponents a les *Fases d'estabilització pre-màxim* (vegeu l'apartat II.2).

El complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui que es conserva actualment, i que permet situar la cota màxima del nivell del llac a una alçada compresa entre 1600 i 1650 metres, correspon a l'obturació que comença durant la *Fase de màxim glacial* i que continua durant el lleuger retrocés i el perllongat període d'estabilització glacial que caracteritza l'anomenada *Fase d'estabilització post-màxim* (Vilaplana, 1983 a, b i c; Serrat *et al.*, 1983).

Les primeres datacions absolutes dels sediments glàcio-lacustres de Llestui donen edats superiors a 34000 anys BP (Vilaplana, 1983 a i b). Concretament els nivells 2425, 2135, 1930 i 265 (cm) tenen, respectivament, edats superiors o iguals a 34000 (Ly-3045), 31500 (Ly-3046), 33000 (Ly-2942) i 33000 (Ly-2943) anys BP (vegeu la situació de les mostres a la figura VI.5). Tanmateix, no pot descartar-se un possible envelliment de les datacions degut a la presència de carboni inactiu, provinent de les pissarres grafitoses del Silurià, en el sediments rítmics glàcio-lacustres de Llestui (vegeu els apartats III.1 i III.2.1). Amb aquests resultats, i a partir de la correlació amb la seqüència glàcio-lacustre de Biscaye (Gave de Pau) (Mardones 1982; Mardones i Jalut, 1983), Vilaplana (1983 b) proposa una edat compresa entre 65000 i 31500 anys BP pel complex juxtaglacial de Llestui.

Durant la realització del present treball s'han fet noves datacions de les ritmites glàcio-lacustres de Llestui al Laboratoire des Faibles Radioactivités de Gif sur Yvette (França) i els primers resultats, encara provisionals, forneixen edats superiors a 40000 anys BP (Fontugne, com.pers.).

Atenent a les consideracions fetes per Montserrat Martí (1991) i Vilaplana *et al.* (en preparació) (vegeu l'apartat III.3) es pot proposar una edat estimativa aproximada compresa entre 45000-34000 anys BP per la *Fase d'estabilització post-màxim*, fet que implica que el darrer màxim glacial pirinenc és clarament anterior al darrer màxim glacial a nivell global.

Fins el moment no es disposa de cap datació dels nivells al·luvials que fossilitzen els dipòsits glàcio-lacustres i, per tant, no es pot establir amb precisió el moment en que el complex juxtaglacial de Llestui queda totalment reblert de sediments i el llac deixa d'ésser funcional. Atenent a la dinàmica sedimentària descrita a l'apartat VI.3, hom pot suposar que la taxa de sedimentació és molt elevada de manera que, molt probablement, la cubeta de Llestui ja estaria totalment reblerta de sediments durant l'anomenada *Fase de glaceres de vall* i, amb

tota seguretat, durant l'*Episodi de glaceres de vall en altitud* corresponent a la *Fase de glaceres d'altitud*. Per altra part, l'obturació glacial de les conques dels torrents del Clot i de Malmarrui pot continuar, com a màxim, fins la *Fase de glaceres de vall* doncs, durant l'*Episodi de glaceres de vall en altitud*, el front de la glacera de Llauset es troba situat aigües amunt de la confluència d'ambdós torrents amb el riu Llauset.

VII. EL COMPLEX JUXTAGLACIAL DE CERLER.

VII.1. Introducció.

En el capítol anterior s'ha descrit el complex glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui, a la conca de la Noguera Ribagorçana, en el qual les valls que són obstruïdes per la glacera de Llauset no presenten glaceres locals. Com a resultat s'obté un model sedimentari relativament simple doncs la sedimentació en el llac juxtaglacial està únicament influenciada per la dinàmica de la glacera que produeix l'obturació, la dinàmica flúvio-torrencial de les valls obstruïdes i la pròpia dinàmica glàcio-lacustre en el llac de Llestui.

En d'altres complexos juxtaglacial, com s'ha vist a l'apartat II.4.1 i a la introducció general d'aquesta part del treball, les valls que són obstruïdes per la glacera de la vall principal presenten petites glaceres locals. En aquest cas, el model sedimentari resulta més complex doncs, als factors que he citat anteriorment cal afegir-hi la dinàmica glacial pròpia que poden presentar les petites glaceres tributàries.

Només a tall d'exemple d'aquest tipus de complexos juxtaglaciàls es poden citar els complexos de Linás de Broto, a la conca del riu Ara, estudiat per Serrat *et al.* (1983), i de Taüll, a la conca de la Noguera de Tor, estudiat per Vilaplana (1983 a i b).

En el complex juxtaglaciàl de Taüll, les valls de Boí i de Ginebrell, ocupades per petites glaceres locals, van ésser obstruïdes per la llengua de la glacera de la Noguera de Tor. L'estudi de la seqüència sedimentària d'aquest complex i la realització de sondatges elèctrics verticals (Vilaplana, 1983 a i b; Bordonau *et al.*, 1989) mostra una alternança de ritmites glàcio-lacustres i de tills corresponents a les glaceres locals de Boí i de Ginebrell. D'aquesta manera es constata que les glaceres tributàries presenten una dinàmica glaciàl pròpia, amb lleugeres pulsacions d'avenç i de retrocés, que no s'enregistren, necessàriament, a la glacera de la vall principal. Per tant, l'estudi detallat dels complexos glàcio-lacustres juxtaglaciàls amb valls tributàries ocupades per glaceres locals pot aportar noves dades de cara a la reconstrucció de les fases del darrer cicle glaciàl als Pirineus.

El complex juxtaglaciàl de Cerler (Bordonau, 1992 en premsa), format a conseqüència de l'obturació del drenatge de les petites conques glaciàls de Remáscaro i d'Ampru per part de la glacera de l'Esera, és el de majors dimensions de tots els que s'han citat fins ara als Pirineus. Per altra part, és el que presenta un major nombre d'afloraments i una major continuïtat dels mateixos.

No es disposa de cap estudi regional exhaustiu sobre el glaciàlisme a l'alta conca de l'Esera que apliqui tècniques sedimentològiques. En aquest sector dels Pirineus, únicament s'hi han portat a terme treballs geomorfològics clàssics de caire regional (Martínez de Pisón, 1989 i 1991; García Ruiz, 1992 en premsa). Aquests treballs, que aporten valuoses dades geomorfològiques, presenten moltes mancances en la descripció i la interpretació de les formacions sedimentàries. Tanmateix, he escollit el complex de Cerler com a localitat tipus dels complexos glàcio-lacustres juxtaglaciàls, amb valls tributàries ocupades per glaceres locals, degut a la quantitat i la qualitat dels seus afloraments.

VII.1.1. El marc geogràfic i el marc geològic.

L'alta conca de l'Esera està dominada pels massissos més alts dels Pirineus, concretament els massissos de La Maladeta (pic d'Aneto, 3404 metres) i de Posets (pic de Posets, 3375 metres), que presenten petites glaceres de circ actuals (vegeu la foto II.4). La conca de l'Esera, des del congost de Ventamillo fins els sectors més alts de la seva capçalera, mostra un modelat glaciàl força evident. Aquest modelat és present tant al llarg de la vall

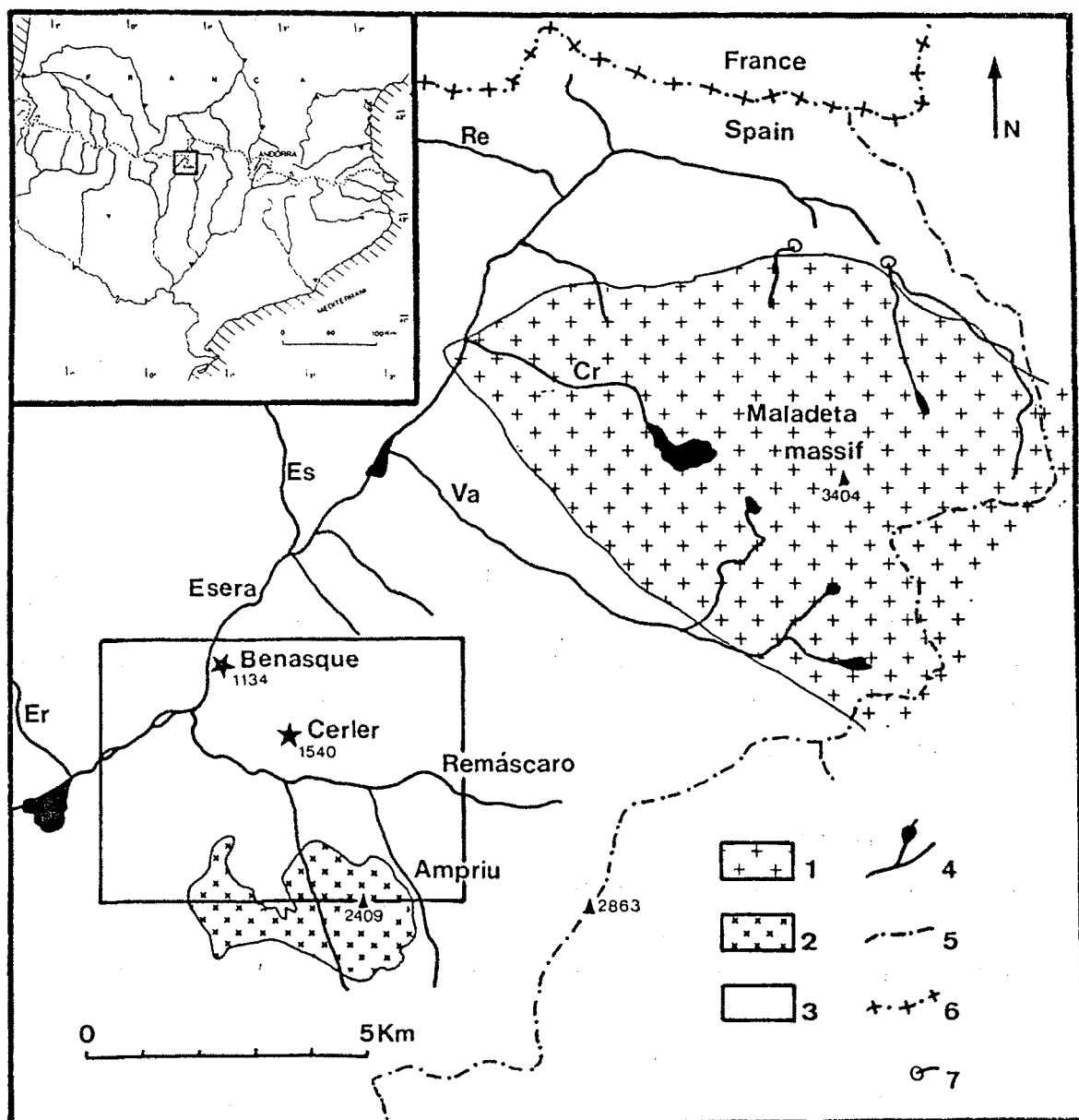


Figura VII.1: Mapa de situació de l'alta conca de l'Esera.

Llegenda: 1. Granodiorita del batòlit de La Maladeta; 2. Granodiorita del pic de Cerler; 3. Substrat paleozoic prehercinià; 4. Riu, estany; 5. Divisòria d'aigües principal; 6. Divisòria d'aigües principal i límit estatal; 7. Engolidor càrstic.

Re. Remuñe; Cr. Cregüeña; Va. Vallhiverna; Es. Estós; Er. Eriste.

El quadre indica el sector representat a les figures VII.8, VII.9, VII.10, VII.11, VII.12 i VII.13.

principal com a les nombroses valls tributàries de l'Esera (Remuñe, Literola, Cregüeña, Estós, Vallhiverna, Remáscaro, Eriste), envoltades per pics i crestes que, sovint, superen els 3000 metres d'alçada.

El complex juxtaglacial de Cerler se situa a la confluència del torrent d'Ampriu amb el torrent de Remáscaro, afluent del marge esquerre de l'Esera, als voltants de la població de Cerler (1540 metres) (vegeu la figura VII.1). Les capçaleres d'ambdós torrents, a alçades properes als 3000 metres (Castanesa, 2863 metres; Cibollés, 2749 metres; Gallinero, 2728; Pic de Cerler, 2409 metres), presenten circs glacials heretats dels períodes glacials pleistocens.

El substrat rocós de la conca del torrent de Remáscaro està constituït per materials paleozoics de litologia diversa (pissarres, esquists, calcàries, etc.) i d'edat preherciniana (Silurià-Carbonífer) (Wennekers, 1968). Tanmateix, molts nivells atribuïts antigament al Carbonífer corresponen al Devonian (Ríos, 1977), de manera que a la conca del torrent de Remáscaro, el substrat rocós és principalment d'edat siluriana i devoniana. Per altra part cal destacar les granodiorites de gra fi (amb textura aplítica), d'edat tardiherciniana, que constitueixen el pic de Cerler (2409 metres) (vegeu la figura VII.1) i que, degut a la seva resistència, determinen l'acusat relleu d'aquest pic (vegeu la foto VII.1).

El massís de La Maladeta, a la capçalera de la vall de l'Esera, està constituït per granodiorites de gra mig-groller que formen part de l'anomenat batòlit de La Maladeta (vegeu la figura VII.1), també d'edat tardiherciniana. Les diferències existents entre les granodiorites del pic de Cerler i les del batòlit de La Maladeta permeten identificar fàcilment l'àrea font dels diversos tills que afloren al complex juxtaglacial de Cerler. D'aquesta manera es pot determinar si els tills corresponen a la glacera principal de l'Esera o a la glacera tributària d'Ampriu.

VII.1.2. El glacialisme quaternari a l'alta conca de l'Esera.

A partir dels treballs de Martínez de Pisón (1989 i 1991) i de la cartografia geomorfològica de García Ruiz (1992 en premsa) descriuré molt breument les principals característiques del fet glacial a l'alta conca de l'Esera.

Segons Martínez de Pisón (1989 i 1991), totes les formes d'origen glacial, tant les formes d'erosió com les formes d'acumulació, presents a l'alta conca de l'Esera corresponen a una mateixa glaciació que tingué lloc durant el Pleistocè superior. Dintre d'aquesta darrera glaciació hi diferencia les següents fases, que anomena "Pleniglacial", "Fases finipleistocenes", "Tardiglacial" i "Petita Edat del Gel" (vegeu la figura VII.2):

BORDONAU et al Pirineo meridional			MARTÍNEZ DE PISÓN Valle de Benasque			MOYA y VILAPLANA Valles de Barrancs y de la Escalera		
POSTGLACIAR Pequeña Edad del Hielo			POSTGLACIAR Pequeña Edad del Hielo			POSTGLACIAR Pequeña Edad del Hielo		
TARDIGLACIAR			TARDIGLACIAR			TARDIGLACIAR		
D E G L A C I A C I O N	FASES DE ALTITUD	DE CIRCO	FASE FINAL DE RETROCESO			FASES DE ALTITUD	DE CIRCO	
		DE VALLE	FASE PRINCIPAL DE RETROCESO	Estadio 2	DE VALLE			
	FASE DE GLACIARES DE VALLE			Estadio 1				
	FASE DE ESTABILIZACIÓN POST - MÁXIMO		PLENIGLACIAR	FASE INTERNA	FASE INICIAL			
	MÁXIMO			FASE INTERMEDIA ESTABLE				
		MÁXIMO						

Figura VII.2: Quadre de correlació de les fases glacials definides als Pirineus (Bordonau *et al.*, 1992 en premsa), a l'alta conca de l'Esera (Martínez de Pisón, 1989) i a les valls de Barrancs i de l'Escalera (alta conca de l'Esera) (Moya i Vilaplana, 1992 en premsa) (segons Moya i Vilaplana, 1992 en premsa).

"Pleniglacial"

Aquesta fase es subdivideix en una primera etapa de "Màxim glacial", una segona "Fase intermèdia estable" i una darrera "Fase interna". Aquesta subdivisió proposada per Martínez de Pisón (1989 i 1991) es basa en la cartografia de tres cordons morrènics juxtaposats, amb una continuïtat d'ordre quilomètric, situats a ambdós vessants de la vall de l'Esera.

La presència d'aquests tres cordons morrènics no es contempla en la cartografia geomorfològica realitzada per García Ruiz (1992 en premsa). Al mateix temps, les observacions pròpies efectuades durant el reconeixement geomorfològic de l'alta conca de l'Esera, tampoc confirmen l'existència d'aquests tres cordons morrènics clarament individualitzats.

La fase "Pleniglacial" (Martínez de Pisón, 1989 i 1991) correspon a les fases de *Màxim glacial* i d'*Estabilització post-màxim* definides per Bordonau *et al.* (1992 en premsa) que he descrit als apartats II.3 i II.4.1. Cal remarcar que no es troba

cap cordó morrènic de la glacera de l'Esera corresponent a l'anomenada *Fase de glaceres de vall*.

Durant el darrer màxim glacial, la glacera de l'Esera s'estenia des dels circs més alts del massís de La Maladeta fins l'entrada del congost de Ventamillo, a l'altura de la població d'El Run, a uns 900 metres sobre el nivell del mar. No es troben dipòsits glacials ni al congost de Ventamillo ni aigües avall d'aquest congost. La glacera de l'Esera, amb una longitud d'aproximadament 36 quilòmetres i una gruixària de glaç d'alguns centenars de metres (concretament, a la transversal de Benasc, d'uns 900 metres), presentava diverses difluències vers les valls tributàries de l'Esera, obturant el drenatge de les seves aigües. A tall d'exemple es pot citar la difluència cap a la vall de Bisaurri, a la part terminal de l'antiga llengua glacial, demostrada per l'existència de blocs erràtics de granodiorita, provinents del massís de La Maladeta, als voltants de les poblacions de Bisaurri i Renanue (Mallada, 1878).

"Fases finipleistocenes"

Durant aquestes fases de la deglaciació, Martínez de Pisón (1989 i 1991) diferencia una primera "Fase principal de retrocés" i una segona "Fase final de retrocés", caracteritzades per diversos cordons morrènics situats a les capçaleres de les valls i als circs.

Aquestes dues fases poden correlacionar-se amb els Episodis de *Glaceres de vall en altitud* i de *Glaceres de circ*, corresponents a la *Fase de glaceres d'altitud* definida per Bordonau *et al.* (1992 en premsa) que he descrit a l'apartat II.4.3. L'existència d'aquestes fases a la capçalera de la conca de l'Esera, concretament a les valls de Barrancs i de l'Escaleta, i la seva correlació amb l'anomenada *Fase de glaceres de vall* ha estat citada també per Moya i Vilaplana (1992 en premsa).

"Tardiglacial"

Aquesta fase està caracteritzada per l'existència de glaceres rocalloses i de morrenes de boca de circ, situades generalment en aquells circs ocupats actualment per petites glaceres. Segons Moya i Vilaplana (1992 en premsa), durant aquesta fase es completa la deglaciació, exceptuant els circs amb els seus fons situats a més de 2600 metres d'alçada on hi resten encara petites glaceres de circ.

"La Petita Edat del Gel"

La Petita Edat del Gel (segles XVII a XIX) està caracteritzada pels arcs morrènics, amb la morfologia ben preservada, situats a alguns centenars de metres davant dels fronts actuals de les glaceres (Martínez de Pisón i Arenillas, 1988; Moya i Vilaplana, 1992 en premsa) (vegeu la foto II.4). Durant aquesta fase, Martínez de Pisón (1989 i 1991) diferencia dos episodis, encara no datats, a partir de la cartografia dels cordons morrènics corresponents a les glaceres del massís de La Maladeta.

VII.1.3. Característiques geomorfològiques del complex juxtaglacial de Cerler.

El complex juxtaglacial de Cerler se situa entre la població de Cerler (1540 metres) i la confluència del torrent d'Ampriu amb el torrent de Remáscaro. La incisió postglacial d'ambdós torrents i els diversos moviments de massa recents que afecten els dipòsits del complex juxtaglacial de Cerler han posat al descobert nombrosos afloraments de la seva seqüència sedimentària, amb una potència total del conjunt de més de 150 metres (vegeu la foto VII.1).

En superfície, clarament identificables al camp i a les fotografies aèries, hom pot observar diversos cordons morrènics corresponents a les glaceres d'Ampriu i de Remáscaro, la morfologia dels quals està molt ben conservada (vegeu les fotos VII.2 i VII.3 i la figura VII.3). Atenent a la localització d'aquests cordons morrènics es poden diferenciar tres episodis glacials, perfectament individualitzats, que indiquen sengles posicions dels fronts glacials de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu:

Un primer episodi (cordons morrènics R-1 i A-1, vegeu la figura VII.3) durant el qual les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu conflueixen formant una llengua final comuna.

Un segon episodi (cordons morrènics R-2 i A-2, vegeu la figura VII.3) durant el qual les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu, després d'experimentar un lleuger retrocés d'aproximadament un quilòmetre respecte a l'episodi anterior, deixen de confluir i els seus fronts s'individualitzen.

Un tercer episodi (cordó morrènic A-3, vegeu la figura VII.3), representat únicament a la vall d'Ampriu, que correspon a un lleuger retrocés, d'alguns centenars de metres, de la posició del front de la glacera d'Ampriu.

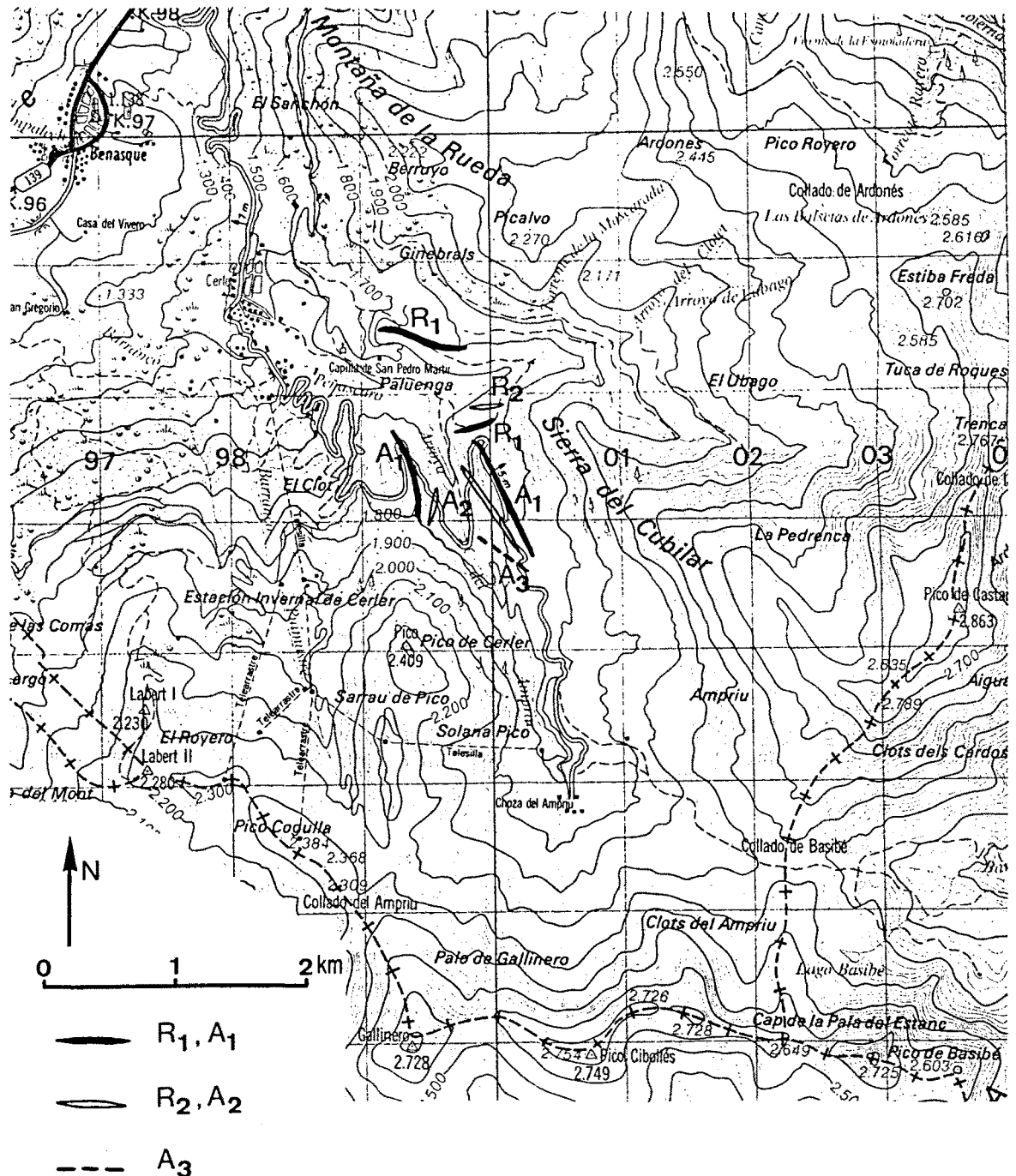


Figura VII.3: Cartografia dels cordons morrènic corresponents a les glaceres locals de Remáscaro i d'Ampriu (vegeu també les fotos VII.2 i VII.3).
 Llegendia: R₁ i A₁. Cordons morrènic del primer episodi (Remáscaro i Ampriu);
 R₂ i A₂. Cordons morrènic del segon episodi (Remáscaro i Ampriu); A₃. Cordó morrènic del tercer episodi (Ampriu).



Foto VII.1: Vista general del complex juxtaglacial de Cerler i del pic de Cerler (2409 m), constituït per granodiorites d'edat tardiherciniana.



Foto VII.2: Vista general des del pic de Cerler. S'observen els cordons morrènics de les glaceres de Remáscaro (R) i d'Ampriu (A) corresponents als episodis 1 i 2 (vegeu la figura VII.3).



Foto VII.3: Cordons morrènics de les glaceres de Remáscaro (R) i d'Ampriu (A) corresponents als episodis 1 i 2 (vegeu la figura VII.3 i la foto VII.2).

Martínez de Pisón (1989 i 1991), a partir del reconeixement geomorfològic de les conques de Remáscaro i d'Ampriu, atenent únicament a qüestions morfològiques i sense estudiar la seqüència sedimentària del complex de Cerler, atribueix els cordons morrènics del primer episodi a la "Fase del màxim pleniglacial", els del segon episodi a la "Fase intermèdia estable" i, finalment, els del tercer episodi a la "Fase interna". D'aquesta manera, tots els cordons morrènics de les glaceres d'Ampriu i de Remáscaro corresponen a l'anomenat període "pleniglacial". Per altra part, el mateix autor considera que en cap moment de la darrera glaciació es va produir la connexió de les llengües glacials tributàries de Remáscaro i d'Ampriu amb la llengua de la glacera principal de l'Esera.

Aquestes afirmacions contrasten amb les observacions efectuades en d'altres valls arreu de la serralada pirinenca (alta conca de la Noguera Ribagorçana, alta conca de la Garona, etc.). Per una part, la morfologia perfectament conservada dels cordons morrènics corresponents a la *Fase de màxim glacial*; per altra part, la manca en ambdues conques de formes glacials associades a les darreres fases de la deglaciació.

A partir de l'estudi detallat de la seqüència sedimentària del complex juxtaglacial de Cerler, els primers resultats del qual han estat publicats per Bordonau (1992 en premsa), i de l'anàlisi micromorfològica d'algunes mostres rellevants, es demostra que durant el darrer màxim glacial les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu confluen amb la glacera de l'Esera. Per altra part, els cordons morrènics atribuïts per Martínez de Pisón (1989 i 1991) al període "pleniglacial" corresponen clarament a les darreres fases de la deglaciació, concretament a la *Fase de glaceres d'altitud*. Tanmateix, i a manca de datacions absolutes que ho confirmin, no es pot descartar la possibilitat de que els cordons morrènics del primer episodi (vegeu la figura VII.3) puguin correlacionar-se amb l'anomenada *Fase de glaceres de vall*.

El cas del complex de Cerler demostra, com ja he dit als apartats I.4.1 i III.1, que els estudis geomorfològics clàssics no són suficients per determinar acuradament l'evolució del glacialisme pirinenc i que s'han de complementar, necessàriament, amb l'aplicació d'altres metodologies (anàlisis sedimentològica, micromorfològica, palinològica, etc.).

VII.2. El registre sedimentari del complex juxtaglacial de Cerler.

En aquest apartat descriuré primerament, d'una manera breu, les litofàcies presents al complex juxtaglacial de Cerler, abans d'agrupar-les en unitats sedimentàries i comentar les seves característiques sedimentològiques i micromorfològiques.

VII.2.1. Tipus de litofàcies.

Els dipòsits que constitueixen el complex juxtaglacial de Cerler poden agrupar-se en dues grans categories: els tills i els dipòsits de marge glacial (juxtaglacials), que inclouen els sediments glàcio-lacustres i els sediments glàcio-fluvials.

- Tills

Els tills són molt freqüents al complex de Cerler i corresponen tant a la glacera principal de l'Esera com a les glaceres locals de Remáscaro i d'Ampriu.

Els tills sedimentats per la glacera de l'Esera afloren al sector més occidental del complex de Cerler i no conserven, en cap cas, la cresta morrènica original. En alguns punts es pot observar com aquests tills es disposen sobre el substrat rocós paleozoic que mostra un polit i estries d'origen glacial. La fàbrica d'aquests tills és del tipus *matrix-supported*, amb un elevat contingut de matriu.

Els clastos de granodiorita, amb una morfologia subangulosa-subarrodonida, provinents del massís de La Maladeta són molt abundants. Els clastos esquistosos presenten mostres d'abradió glacial (facetes, estries, marques d'arrencament, etc.).

La matriu és fonamentalment lutítica, amb un elevat grau de compactació, i una coloració gris-blavosa. La matriu presenta una marcada fissilitat, així com alguns plans de cisalla molt ben definits, al llarg dels quals hom pot observar-hi una orientació preferent dels blocs.

Els tills sedimentats per la glacera de l'Esera són tills subglacials que poden classificar-se, majoritàriament, com a tills d'acreció (*lodgement tills*). Quan aquests tills incorporen, tot deformant-los, sediments glàcio-lacustres preexistents, poden classificar-se com a tills de deformació (Dreimanis, 1982; Elson, 1988) o com a *mud-tills*, segons el terme proposat per Schlüchter (1977).

Els tills sedimentats per les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu presenten una fàbrica del tipus *matrix-supported* o *clast-supported*. Els clastos esquistosos són predominants i els clastos granodiorítics provenen del pic de Cerler. Aquests tills presenten, sovint, la

morfologia morrènica ben conservada, com ja he indicat a l'apartat VII.1.3. Atenent a les seves característiques poden classificar-se com a tills subglacials i tills supraglacials.

Els tills subglacials, amb una fàbrica del tipus *matrix-supported*, presenten una matriu lutítica, força compactada, molt abundant. Aquest elevat percentatge de material lutític és degut a la incorporació de sediments glàcio-lacustres preexistents. Els plans de cisalla amb estries (*slickensides*) són molt freqüents. Els clastos esquistosos presenten mostres evidents de l'abrasió glacial (facetes, estries, marques d'arrencament, etc.). Aquests tills poden classificar-se com a tills d'acreció (*lodgement tills*), *mud-tills* i tills de deformació.

Els tills supraglacials presenten una fàbrica del tipus *clast-supported*, amb clastos esquistosos, força abundants, de morfologia angulosa-subangulosa. Sovint els clastos s'orienten seguint uns plans d'inclinació contrària al vessant, degut al lliscament dels mateixos des del sostre de la glacera en direcció a l'acumulació morrènica lateral, fet que permet classificar aquests tills com *flow tills* supraglacials. Els tills supraglacials són els que configuren els cordons morrènics, amb la morfologia ben conservada, de les glaceres locals de Remáscaro i d'Ampriu (vegeu les fotos VII.2 i VII.3).

- Dipòsits de marge glacial (juxtaglacial)

Aquests dipòsits corresponen a la sedimentació en un antic llac de marge glacial (*ice-marginal lake*). Aquest llac és barrat per la morrena esquerra de la glacera de l'Esera i està alimentat per les aigües de fusió de les glaceres tributàries de Remáscaro i d'Ampriu. D'aquesta manera, el llac de marge glacial de Cerler constitueix un llac proglacial respecte a les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu i, al mateix temps, un llac juxtaglacial respecte a la glacera principal de la vall de l'Esera. Per ressaltar la posició d'aquest llac respecte a la glacera que produeix l'obturació em referiré a ell com a un llac juxtaglacial.

Les litofàcies que constitueixen els dipòsits glàcio-lacustres juxtaglacial del complex de Cerler poden agrupar-se en dos grans grups: litofàcies proximals i litofàcies distals.

Les **litofàcies proximals**, situades als marges de l'antic llac juxtaglacial de Cerler, estan constituïdes principalment per còdols, graves i sorres, amb una fàbrica del tipus *clast-supported*. La sedimentació d'aquests dipòsits està directament relacionada amb els aports provinents de les aigües de fusió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu. Els sediments transportats per les aigües de fusió d'ambdues glaceres nodreixen els con-deltaes proglacials situats a la desembocadura dels torrents proglacials al llac juxtaglacial de Cerler. Les litofàcies

proximals més grolleres (graves amb sorres) presenten sovint estratificacions creuades (*foresets* flúvio-deltaics), estructures de canal, etc., evidenciant un règim hidrodinàmic d'elevada energia.

Les **litofàcies distals**, situades a la part central de l'antic llac juxtaglacial de Cerler, estan constituïdes principalment per ritmites glàcio-lacustres. Aquestes ritmites estan formades per una alternança de nivells mil·li-centimètrics de lutites i sorres fines. Les ritmites glàcio-lacustres presenten una laminació paral·lela molt ben marcada que, sovint, pot trobar-se deformada. Per altra part, els *dropstones*, principalment de granodiorita, són força abundants. La sedimentació d'aquests dipòsits està relacionada amb un règim d'aigües relativament tranquil·les al centre del llac juxtaglacial de Cerler.

A aquestes litofàcies proximals i distals que he citat suara, pròpies de la sedimentació als marges i al centre d'un ambient glàcio-lacustre, cal afegir-hi alguns nivells de diamictons. Aquests nivells de diamictons es troben intercalats en la seqüència glàcio-lacustre i provenen, principalment, de la morrena lateral de la glacera de l'Esera.

VII.2.2. Les unitats sedimentàries del complex juxtaglacial de Cerler.

A partir del reconeixement dels diversos afloraments situats al llarg dels torrents de Remáscaro i d'Ampriu, s'ha reconstruït un tall sintètic del complex juxtaglacial de Cerler (Bordonau, 1992 en premsa) (vegeu la figura VII.4). Atenent a la posició que ocupen les litofàcies descrites a l'apartat anterior en la seqüència sedimentària del complex de Cerler, es poden diferenciar clarament tres unitats sedimentàries: una unitat inferior, una unitat intermèdia i una unitat superior.

- Unitat inferior

La unitat inferior representa els nivells més baixos del complex de Cerler que afloren al llarg del torrent de Remáscaro, de manera més o menys contínua, des de l'altura de la població de Cerler (1540 metres) fins l'aiguabarreig dels torrents de Remáscaro i d'Ampriu (1640 metres). Dins de la unitat inferior poden diferenciar-se dos trams: un tram inferior i un tram superior.

Tram inferior. Els sediments del tram inferior estan constituïts fonamentalment per ritmites glàcio-lacustres i nivells de graves que mostren una intensa deformació glàcio-tectònica (plecs amb una acusada vergència,

estructures de cisalla, etc.) (vegeu la figura VII.4). Al sector occidental del complex de Cerler afloren també, formant part d'aquest tram, tills subglacials sedimentats per la glacera de l'Esera.

Tram superior. Els sediments del tram superior estan constituïts per tills subglacials que corresponen tant a la glacera de l'Esera com a les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu (vegeu la figura VII.4). Els tills del tram superior erosionen, i incorporen a la seva matriu, part dels dipòsits glàcio-lacustres corresponents al tram inferior. Al mateix temps, les glaceres que van sedimentar els tills del tram superior són les responsables de la deformació glàcio-tectònica observada en els dipòsits del tram inferior.

- Unitat intermèdia

La unitat intermèdia aflora, de manera més o menys contínua, per sobre dels dipòsits corresponents a la unitat inferior.

La unitat intermèdia està constituïda, al sector occidental del complex de Cerler, per tills subglacials sedimentats per la glacera de l'Esera. Cal remarcar que el cordó morrènic representat a la figura VII.4 no es conserva actualment, doncs ha estat gairebé desmantellat totalment degut a la dinàmica torrencial del barranc de Remáscaro i als moviments de massa generalitzats que afecten tots aquests dipòsits.

Més a l'est, la unitat intermèdia està constituïda per dipòsits glàcio-lacustres (ritmites distals i graves proximals) que mostren únicament lleugeres deformacions que corresponen, principalment, a estructures de sobrecàrrega. El sostre del rebliment d'aquest llac juxtaglacial es troba a una cota aproximada de 1700 metres. A partir d'aquesta cota s'ha estimat la posició aproximada del cordó morrènic de l'Esera que es representa a la figura VII.4.

- Unitat superior

La unitat superior està constituïda per tills subglacials i supraglacials sedimentats per les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu (vegeu la figura VII.4). Els tills de la unitat superior es disposen sobre els materials de la unitat intermèdia.

Els dipòsits de la unitat superior són els que configuren els cordons morrènics, amb la morfologia ben conservada, que s'han citat a l'apartat VII.1.3 (vegeu la figura VII.3 i les fotos VII.2 i VII.3).

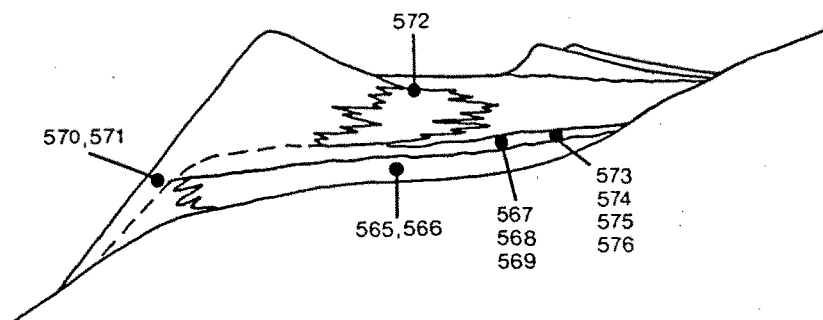
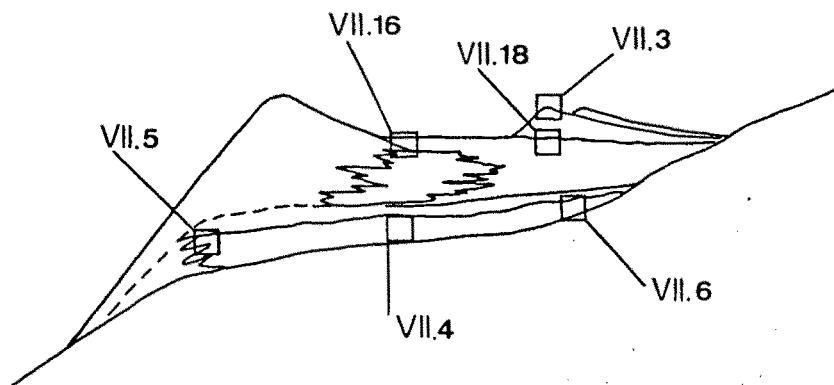
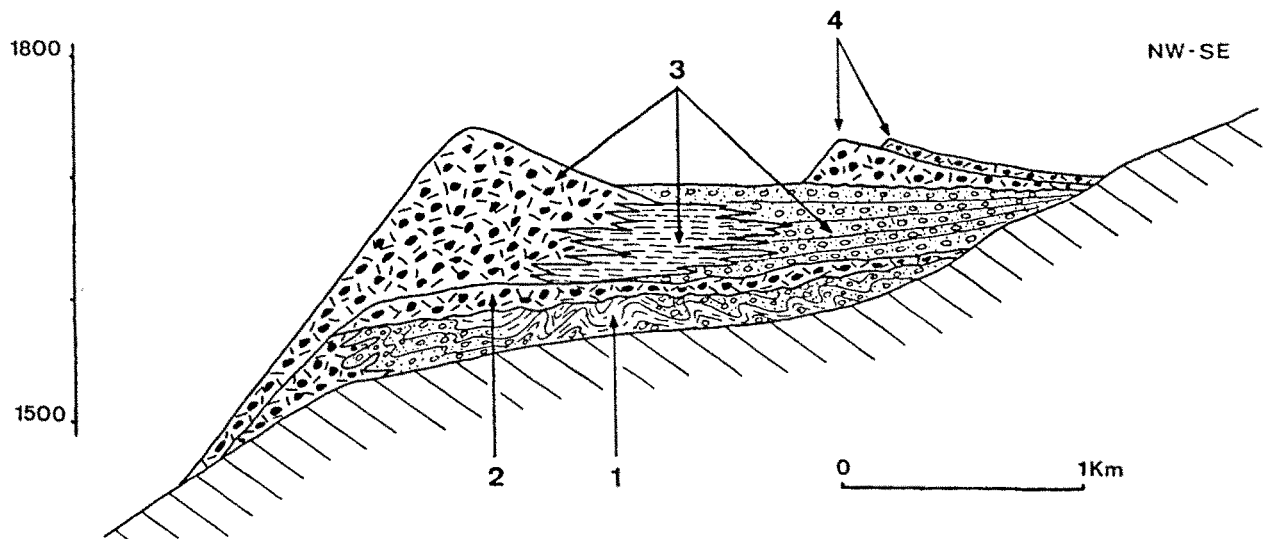


Figura VII.4: Tall sintètic del complex juxtaglacial de Cerler (segons Bordonau, 1992 en premsa).

Llegenda: 1. Tram inferior de la unitat inferior (ritmites, graves i sorres, tills); 2. Tram superior de la unitat inferior (tills); 3. Unitat intermèdia (ritmites, graves i sorres, tills); 4. Unitat superior (tills).

Es representa també la situació esquemàtica de les fotografies VII.3, VII.4, VII.5, VII.6, VII.16 i VII.18 i de les làmines primes Mi-565, 566 (ritmites del tram inferior de la unitat inferior); Mi-567, 568, 569, 573, 574, 575, 576 (tills del tram superior de la unitat inferior); Mi-570, 571 (tills de la unitat intermèdia); Mi-572 (ritmites de la unitat intermèdia).