

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

VII.2.2.1. La unitat inferior.

Com he indicat anteriorment, els dipòsits que constitueixen la unitat inferior poden agrupar-se en dos trams: un tram inferior, constituït fonamentalment per sediments glàcio-lacustres (fàcies proximals i fàcies distals), i un tram superior, constituït per tills.

Tot seguit exposaré les característiques dels sediments de cadascun d'aquests dos trams, tant a nivell d'aflorament com a nivell microscòpic. L'ambient deposicional corresponent a cada tram de la unitat inferior es descriurà a l'apartat VII.3 en parlar de l'evolució del complex juxtaglacial de Cerler.

El tram inferior.

Els sediments del tram inferior estan constituïts, majoritàriament, per dos conjunts de litofàcies principals:

- Ritmites glàcio-lacustres formades per una alternança de nivells mil·li-centimètrics de lutites i sorres fines, amb un clar predomini dels nivells lutítics (vegeu la corba granulomètrica de la figura VII.5). Els *dropstones* de granodiorita provinent del massís de La Maladeta són força abundants (vegeu la foto VII.4). Aquestes ritmites corresponen a les fàcies distals de la cubeta glàcio-lacustre juxtaglacial de Cerler.

- Graves i sorres amb una fàbrica del tipus *clast-supported* i nombroses estructures de corrent. Aquests sediments corresponen a les fàcies proximals sedimentades als marges de la cubeta glàcio-lacustre de Cerler. Al sector oriental del complex de Cerler, aquestes litofàcies corresponen a la sedimentació en con-deltaes proglacials que prograden vers l'interior de la cubeta. Al sector occidental, aquestes litofàcies poden correspondre a la sedimentació associada al torrent juxtaglacial de la glacera de l'Esera que també alimenta la cubeta de Cerler.

Els sediments que constitueixen el tram inferior es troben, en tots els afloraments, intensament deformats. Les estructures de plegament són vergents tant a l'est com a l'oest.

Al sector occidental del complex de Cerler, els plecs que afecten els dipòsits del tram inferior són vergents a l'est. A tall d'exemple es pot citar l'aflorament situat al costat de la carretera a l'estació d'esquí de Cerler, poc abans de creuar el torrent de Remáscaro (1540 metres) (vegeu la foto VII.5):



Foto VII.4: Ritmites glàcio-lacustres subverticals amb un *dropstone* de granodiorita (D) (tram inferior de la unitat inferior).



Foto VII.5: Tills subglacials de la glacera de l'Esera i graves i sorres amb plecs vergents a l'est (tram inferior de la unitat inferior). Els blocs del centre de la fotografia es disposen paral·lelament a un pla de cisalla.



Foto VII.6: Ritmites glàcio-lacustres fossilitzades per graves i sorres amb plecs vergents al nord-oest (tram inferior de la unitat inferior). L'aflorament està cobert per dipòsits al·luvials recents.



Els tills d'aquest aflorament corresponen a la glacera de l'Esera, fet demostrat per la presència de nombrosos blocs de granodiorita procedent del massís de La Maladeta. Les característiques d'aquest till (orientació dels blocs al llarg de plans de cisalla, blocs amb estries i facetes, etc.) permeten classificar-lo com un till subglacial d'acreció (*lodgement till*).

Els nivells de graves i sorres glàcio-fluvials mostren un conjunt de plecs vergents a l'est (vegeu la foto VII.5).

Al sector oriental del complex de Cerler, els plecs que afecten els dipòsits del tram inferior són vergents a l'oest. A tall d'exemple es pot citar l'aflorament situat just a l'aiguabarreig dels torrents de Remáscaro i d'Ampriu (1640 metres) (vegeu la foto VII.6):

En aquest aflorament s'observen ritmites glàcio-lacustres recobertes per graves i sorres corresponents a la sedimentació en un con-delta proglacial que prograda vers l'interior de la cubeta de Cerler. Tots aquests materials mostren un conjunt de plecs vergents al nord-oest (vegeu la foto VII.6).

La part més superficial d'aquest aflorament està constituïda per dipòsits al·luvials recents corresponents a un nivell de terrassa dels torrents d'Ampriu i de Remáscaro.

Al sector central del complex de Cerler, les ritmites glàcio-lacustres amb *dropstones* que afloren al llarg del torrent de Remáscaro, característiques de la sedimentació en aigües relativament tranquil·les al centre de la cubeta de Cerler, presenten un cabussament subvertical (vegeu la foto VII.4). Al mateix temps presenten també una forta deformació interna, caracteritzada per estructures de fractura i de plegament.

D'aquestes ritmites glàcio-lacustres subverticals s'han obtingut dues làmines primes (Mi-565 i Mi-566), l'estudi de les quals mostra els següents fets:

- Els nivells mil·limètrics de sorres fines presenten una granoclassificació granodecreixent (*finning-upwards*) (vegeu la foto VII.7).

- Alguns *dropstones* estan constituïts per fragments de till. A la base d'aquests *dropstones* les laminacions de les ritmites estan deformades; en canvi, al sostre, les laminacions de les ritmites s'adapten a la forma del *dropstone* (vegeu la foto VII.8).

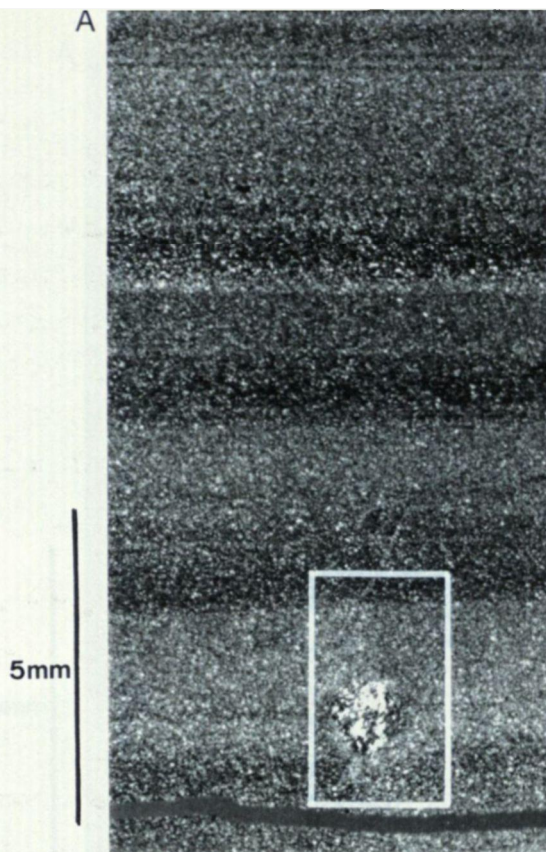
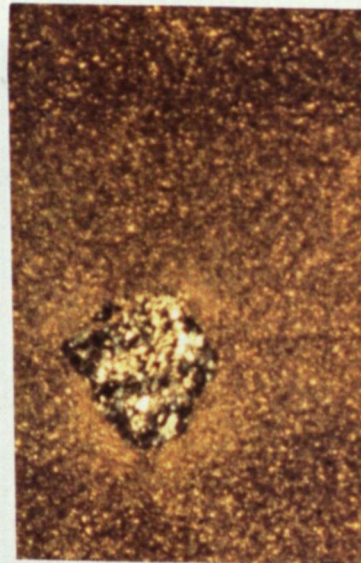


Foto VII.7: Làmina prima Mi-565. **A.** Ritmites glàcio-lacustres. S'observa una classificació granodecreixent i un petit *dropstone* (Fotografia amb nícols creuats). **B.** Detall de la fotografia anterior. S'observa una fàbrica del plasma de tipus *skelsepic*, molt ben desenvolupada, al voltant del *dropstone*. (Fotografia amb nícols creuats).



B

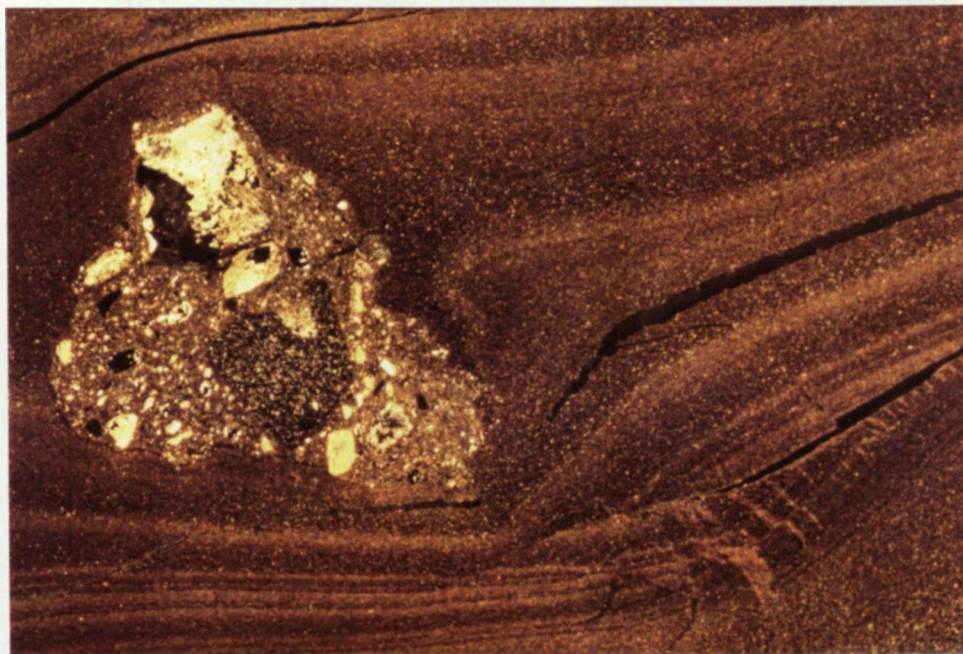


Foto VII.8: Làmina prima Mi-565. Ritmites glàcio-lacustres amb un *dropstone* de till. A la base del *dropstone*, les laminacions estan deformades; a la part superior, les laminacions s'adapten a la forma del *dropstone*. S'observa una clara birrefringència paral·lelament a les laminacions i una fàbrica de tipus *kinking* a la base del *dropstone*. (Fotografia amb nícols creuats).

5mm

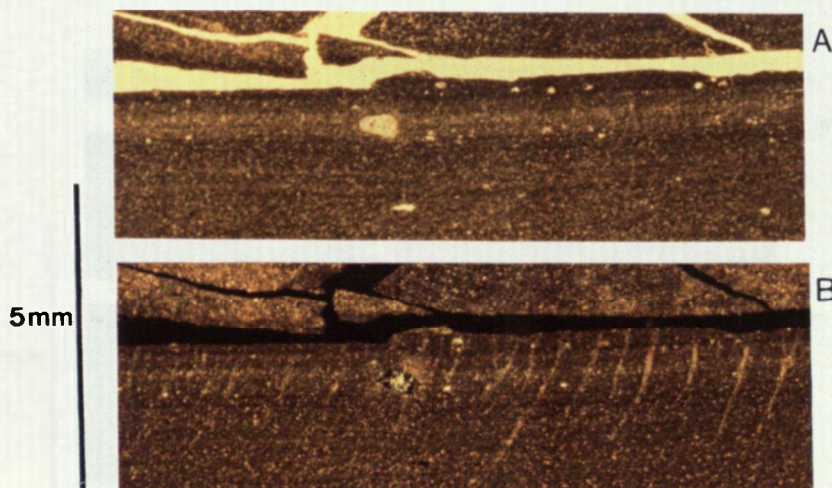


Foto VII.9: Làmina prima Mi-566. Ritmites glàcio-lacustres amb un petit *dropstone*. **A.** Fotografia amb llum paral·lela. **B.** Fotografia amb nícols creuats. S'observa una fàbrica de tipus *skelsepic* al voltant del *dropstone* i una fàbrica de tipus *kinking* subperpendicular a la laminació.

5mm

B

- Les ritmites estan afectades per plecs isoclinals amb el pla axial disposat paral·lelament a la laminació (vegeu la foto VII.10).

- Les ritmites estan afectades per falles que desplaçen les laminacions (vegeu la foto VII.11). No hi ha criteris per determinar el moment en que s'han produït aquestes falles. Si fossin anteriors al basculament general de les ritmites glàcio-lacustres, correspondrien a falles normals; en canvi, si fossin posteriors al basculament correspondrien a falles inverses.

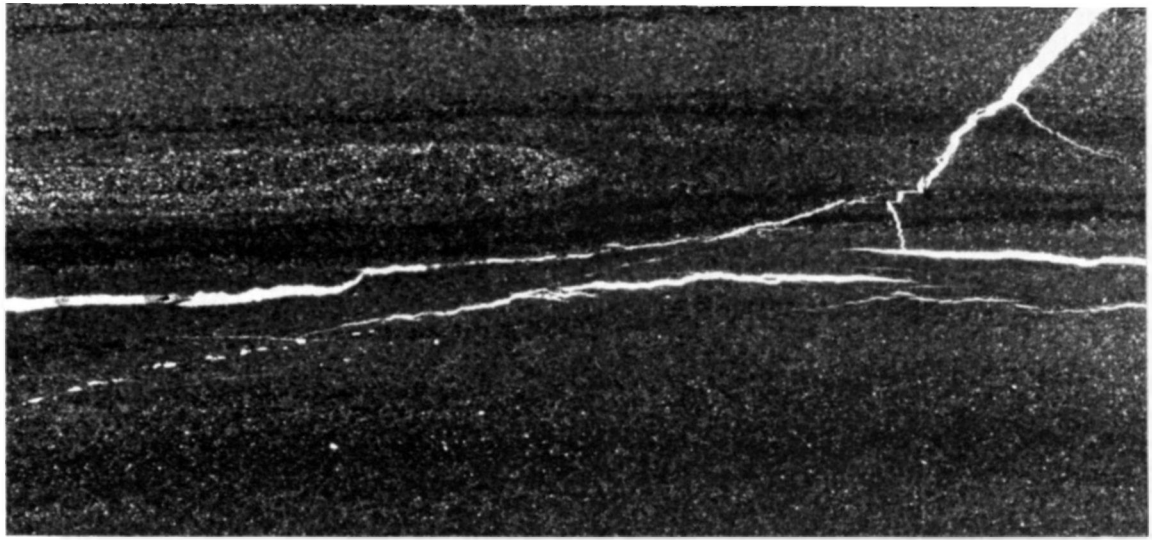
- El plasma, en observar ambdues làmines primes amb els nícols creuats, mostra una clara birrefringència en dominis disposats paral·lelament a les laminacions (vegeu, per exemple, la foto VII.8). Aquesta birrefringència podria ésser deguda, en part, a una orientació primària de les partícules del plasma però, més probablement, correspon a una reorientació posterior, tal i com ho demostren els altres tipus de fàbriques presents a les mateixes làmines primes.

- Al voltant d'alguns petits *dropstones* de mida mil·limètrica s'observa una fàbrica del plasma del tipus *skelsepic* molt ben desenvolupada (vegeu la foto VII.7), així com una fàbrica del tipus *masepic* (dominis birrefringents amb poca continuïtat lateral orientats segons una direcció preferent) que talla les laminacions.

- A la part inferior del *dropstone* constituït per un fragment de till s'observa una fàbrica del tipus *kinking* (vegeu la foto VII.8).

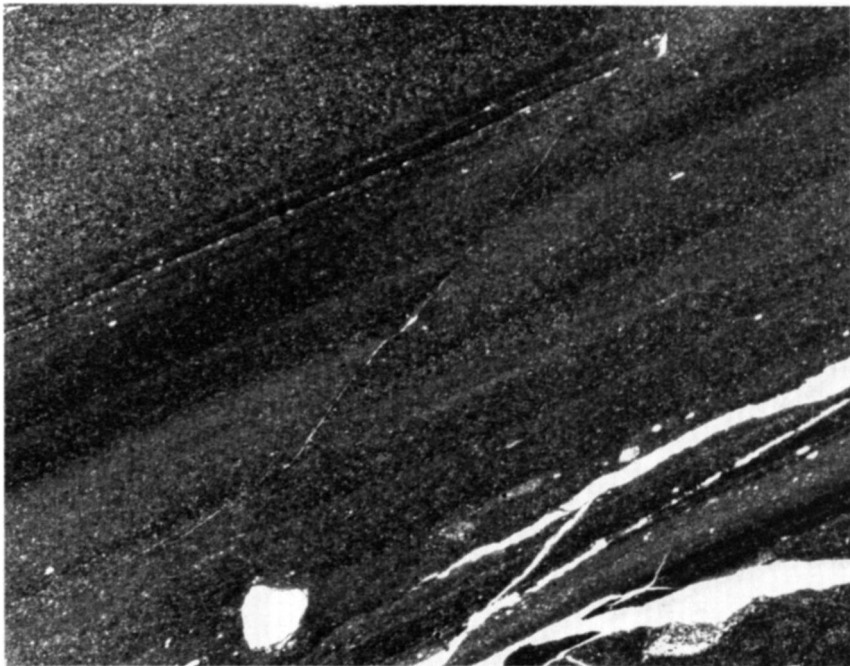
- En alguns punts s'observen esquerdes, clarament birrefringents, aproximadament perpendiculars a les laminacions i amb una disposició *en-échelon*, donant lloc a una fàbrica del tipus *kinking* (vegeu la foto VII.9).

Les estructures observades a les làmines primes Mi-565 i Mi-566 (plecs i falles) i la fàbrica del plasma de les mateixes, demostren que les ritmites glàcio-lacustres del tram inferior presenten una deformació interna molt intensa. Les causes d'aquesta deformació, d'origen glàcio-tectònic, estan estretament lligades amb la sedimentació del tram superior de la unitat inferior, tal i com s'exposarà a l'apartat VII.3.



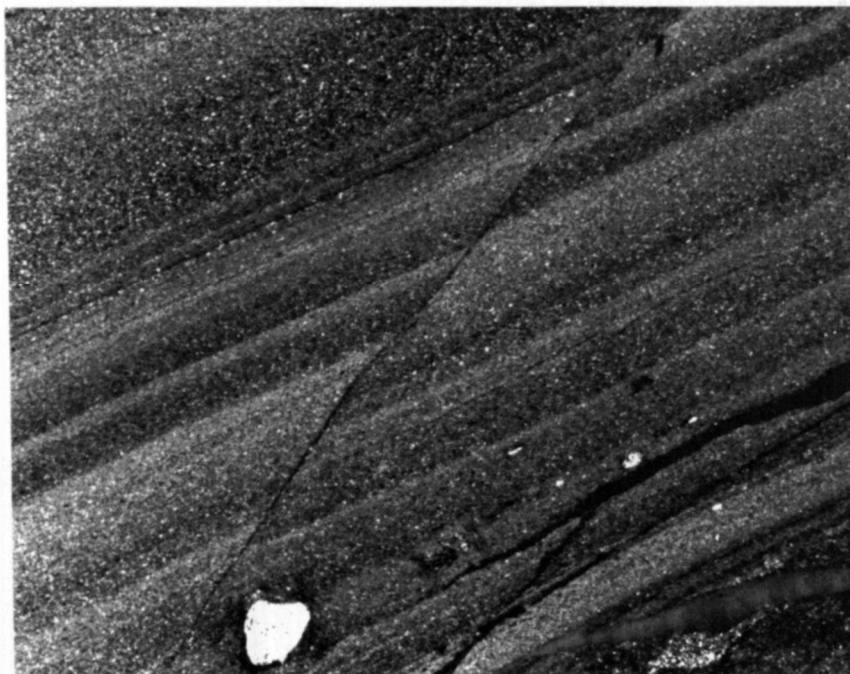
5mm

Foto VII.10: Làmina prima Mi-565. Ritmites glàcio-lacustres afectades per un plec isoclinal amb el seu pla axial disposat paral·lelament a la laminació. (Fotografia amb llum paral·lela).



A

5mm



B

Foto VII.11: Làmina prima Mi-566. Ritmites glàcio-lacustres. S'observa una classificació granodecreixent, un petit *dropstone* i una fractura que desplaça les laminacions. **A.** Fotografia amb llum paral·lela. **B.** Fotografia amb nícols creuats.

El tram superior.

Els sediments del tram superior estan constituïts per tills subglacials corresponents a les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu, al sector més oriental del complex de Cerler, i a la glacera de l'Esera, al sector més occidental del complex de Cerler.

Els tills subglacials del tram superior es disposen, en contacte erosiu, sobre els dipòsits glàcio-lacustres proximals i distals que constitueixen el tram inferior (vegeu la figura VII.4). La potència d'aquest tills és molt variable i relativament petita, sovint de menys de 5 metres.

Les característiques sedimentològiques dels tills de les glaceres locals d'Ampriu i de Remáscaro i de la glacera principal de l'Esera són molt similars, diferenciant-se únicament per la presència de clastos granodiorítics provinents del massís de La Maladeta o del pic de Cerler. Aquests tills estan constituïts per un diamicton amb una fàbrica del tipus *matrix-supported*.

La matriu, molt abundant, és predominantment lutítica (vegeu la corba granulomètrica de la figura VII.5) i de color gris-blau. El grau de compactació de la matriu és molt elevat, i la seva fissilitat és molt marcada.

Els clastos, granodiorítics i esquistosos, presenten una morfologia subangulosa-subarrodonida, així com freqüents mostres d'abrasió glacial (estries, facetes, etc.) en els clastos esquistosos.

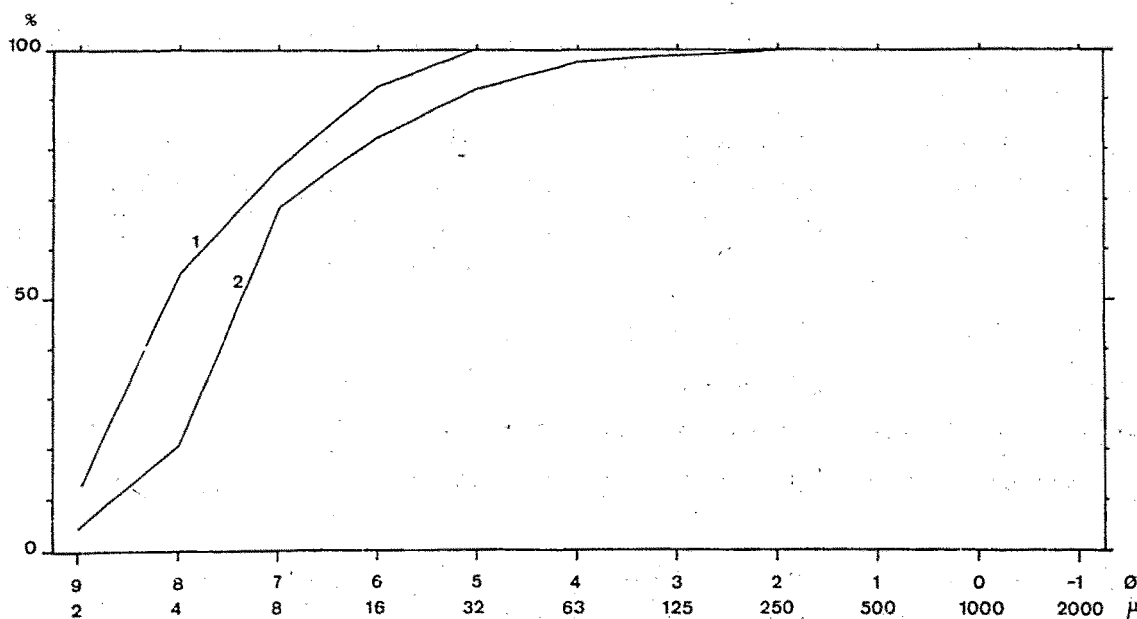


Figura VII.5: Corbes granulomètriques de les ritmites glàcio-lacustres del tram inferior de la unitat inferior (1) i de la matriu dels tills del tram superior de la unitat inferior (2).

A nivell d'aflorament, i també a nivell microscòpic, es pot observar que aquests tills estan atravesats per nombrosos plans que mostren una superfície polida amb acanaladures i estries. Aquests plans de lliscament (*slickensides*), molt freqüents en els tills subglacials, evidencien un desplaçament, al llarg de plans molt ben definits, degut a esforços de cisalla en el domini subglacial (Brodzikowski i van Loon, 1983; Derbyshire *et al.*, 1985). Per altra part, els clastos es disposen també orientats paral·lelament a aquests plans de lliscament.

L'elevat percentatge que representa la matriu d'aquest tills, i la seva composició granulomètrica, demostra que els tills subglacials que constitueixen el tram superior han erosionat, retreballat i incorporat finalment els dipòsits glàcio-lacustres preexistents. Aquest fet és evident, a nivell d'aflorament i a nivell microscòpic, per la presència de nivells lenticulars de lutites glàcio-lacustres, intensament deformades, inclosos en els tills subglacials (vegeu la figura VII.6).

En conjunt els tills subglacials sedimentats per les glaceres de Remáscaro, d'Ampriu i de l'Esera corresponen clarament a tills d'acreció (*lodgement tills*). Atenent a la presència de fragments deformats del llit glacial (constituït per sediments no consolidats) inclosos en aquests tills, es poden classificar com a tills de deformació. Per altra part, la presència de sediments glàcio-lacustres preexistents incorporats en aquests tills permet classificar-los també com a *mud-tills*, emprant el terme proposat per Schlüchter (1977).

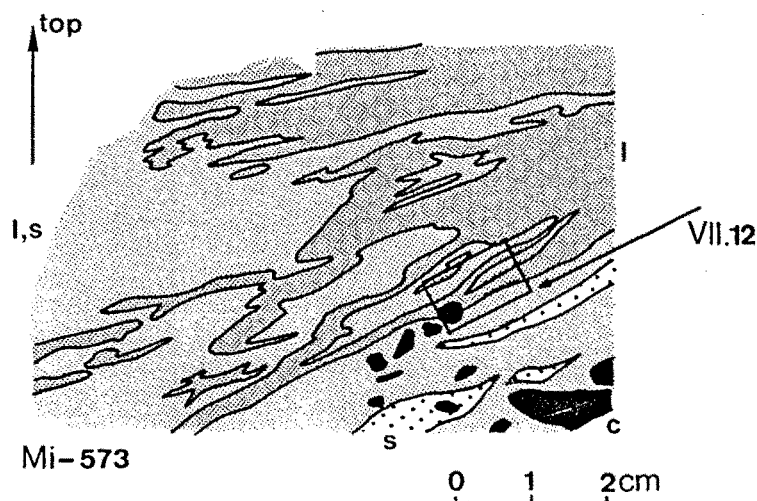


Figura VII.6: Esquema de la làmina prima Mi-573, constituïda per tills del tram superior de la unitat inferior que inclouen ritmites glàcio-lacustres deformades corresponents al tram inferior de la unitat inferior. S'indica també el sector representat a la foto VII.12.

Llegenda: c. clastos; s. sorres; l. lutites; l,s. lutites i sorres.

Dels tills subglacials que constitueixen el tram superior de la unitat inferior s'han obtingut 7 làmines primes (Mi-567, Mi-568, Mi-569, Mi-573, Mi-574, Mi-575 i Mi-576), l'estudi de les quals mostra els següents fets:

- Les ritmites glàcio-lacustres, constituïdes per lutites i sorres fines, que estan incorporades en els tills subglacials es disposen formant nivells elongats i intensament deformats (vegeu la figura VII.6 i la foto VII.12). Al mateix temps, els nivells sorrencs inclosos en els tills subglacials presenten també una morfologia lenticular elongada.

- Els tills subglacials presenten freqüents intraclastos constituïts per tills (*till-pebbles* segons el terme emprat per van der Meer, 1987) (vegeu la foto VII.13). Aquests intraclastos de till tenen generalment una morfologia subarrodonida-subangulosa i evidencien un retreballament gairebé constant durant la sedimentació dels dipòsits glacials. Sovint es disposen orientats paral·lelament als plans de lliscament que afecten els tills.

- La fàbrica del plasma d'aquests tills està molt ben desenvolupada, fet que demostra que la reorientació de les partícules ha estat molt important.

- Les lutites glàcio-lacustres incloses en els tills subglacials presenten una reorientació molt important, de manera que la fàbrica pot arribar a ésser del tipus *omnisepic*. Tanmateix, s'observa clarament una fàbrica del tipus *bimasepic* predominant, caracteritzada per una orientació preferent dels dominis birrefringents en dues direccions. Aquesta fàbrica pot correspondre, tal vegada, a un sistema conjugat de plans de cisalla.

- Al voltant dels clastos de mida grava s'observa una fàbrica del plasma del tipus *skelsepic* i, al mateix temps, una disposició dels grans de sorra paral·lelament a la superfície dels clastos (vegeu la foto VII.14). Aquests fets demostren una rotació dels clastos de mida grava, en resposta als esforços de cisalla, que provoca la reorientació de les partícules del plasma i dels grans de sorra (van der Meer, 1987, 1992 en premsa).

- Les fàbriques del plasma del tipus *unistrial* (dominis birrefringents molt continus orientats segons una direcció preferent) són molt freqüents (vegeu la foto VII.15). Aquesta fàbrica és deguda a la forta reorientació de les partícules del plasma al llarg dels plans de cisalla que afecten els tills i que, a nivell macroscòpic,



Foto VII.12: Làmina prima Mi-573 (vegeu la figura VII.6). Lutites glàcio-lacustres deformades incloses en el till subglacial corresponent al tram superior de la unitat inferior. (Fotografia amb nícols creuats).

2.5mm

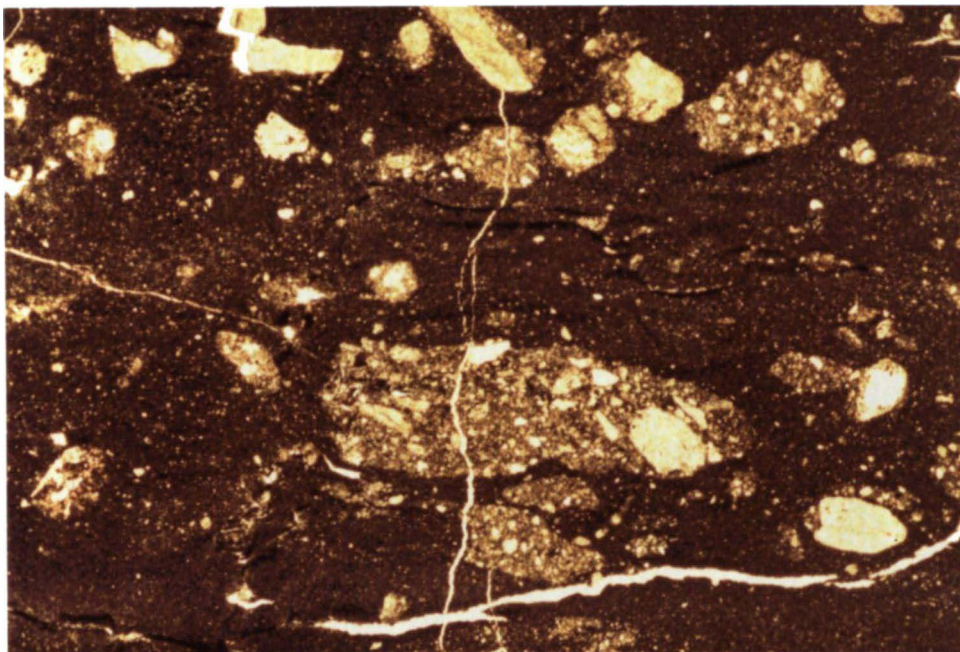


Foto VII.13: Làmina prima Mi-567. Intraclastos de till disposats en bandes paral·leles a zones de cisalla. (Fotografia amb llum paral·lela).

2.5mm

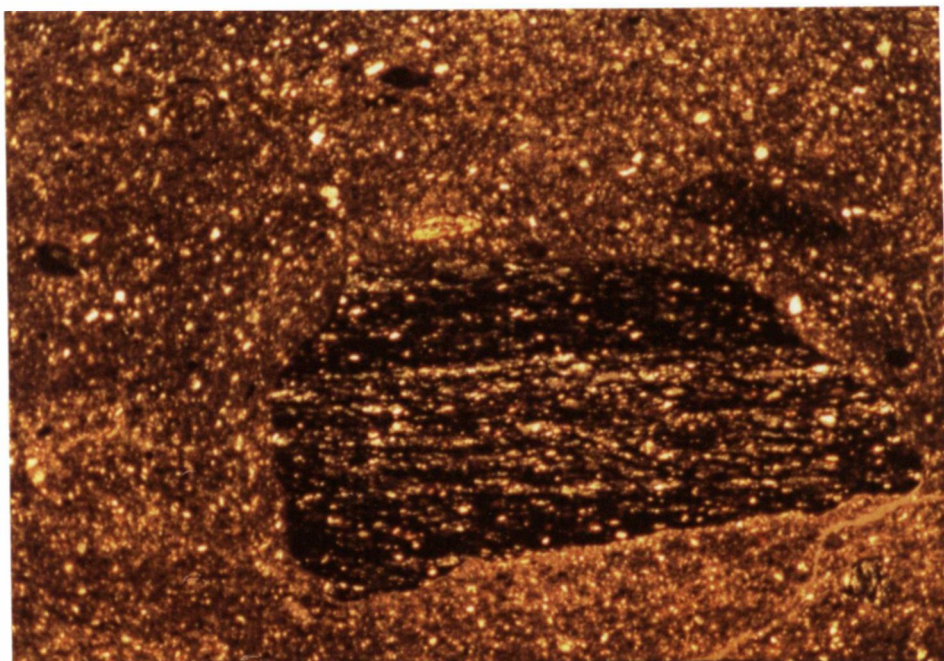
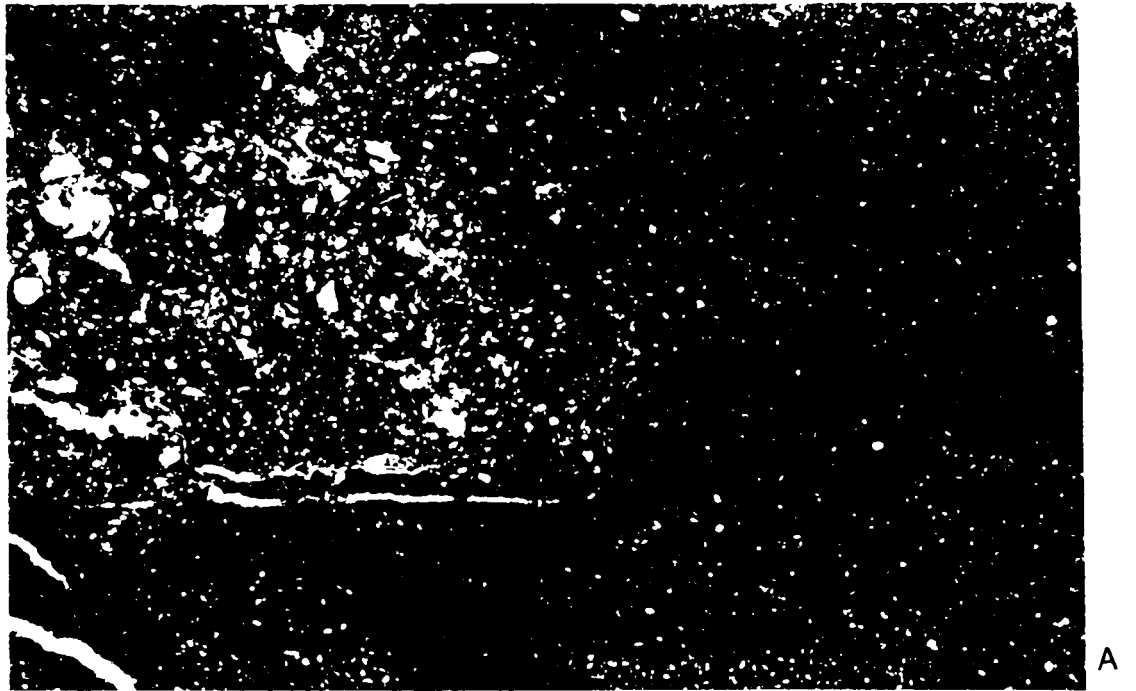


Foto VII.14: Làmina prima Mi-576. Fàbrica de tipus *skelsepic* al voltant d'un clast. (Fotografia amb nícols creuats).

2mm



5mm

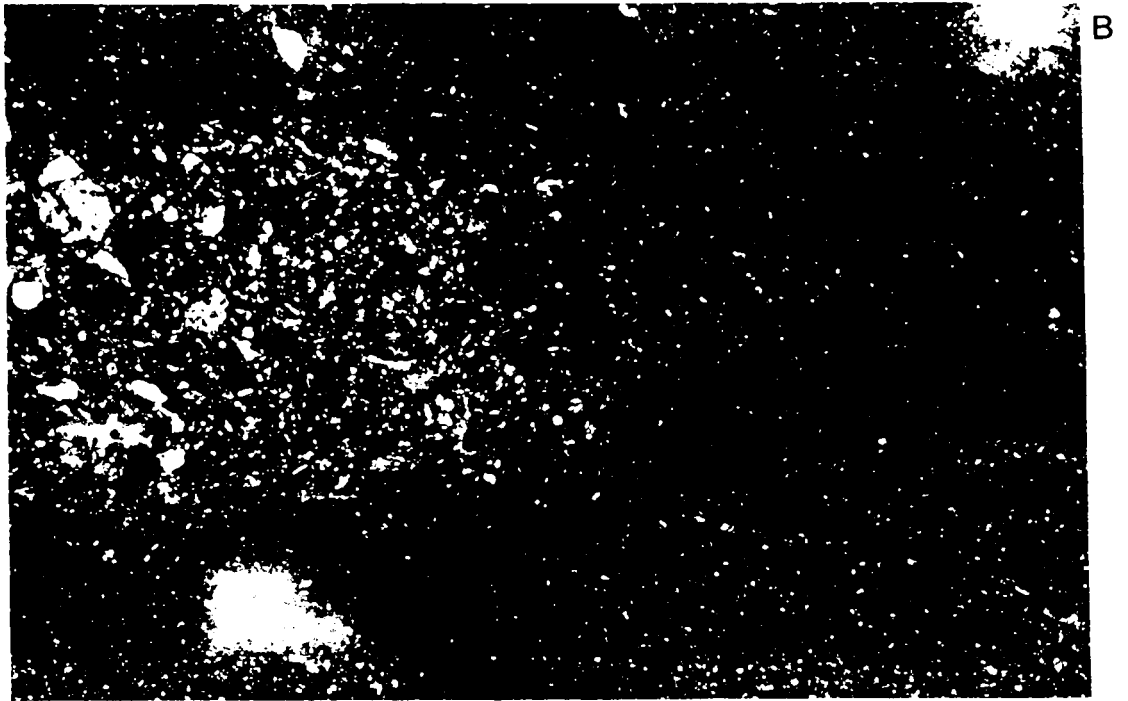


Foto VII.15: Làmina prima Mi-575. Zones de cisalla molt ben individualitzades que corresponen, en les mostres de mà, amb les superfícies polides i estriades (*slickensides*). **A.** Fotografia amb llum paral·lela. **B.** Fotografia amb nícols creuats. S'observa una fàbrica del plasma de tipus *unistrial*.

corresponen a les superfícies de lliscament polides i estriades (*slickensides*) que he citat anteriorment.

L'anàlisi micromorfològica de les làmines primes corresponents als tills subglacials del tram superior de la unitat inferior confirma els fets observats a nivell d'aflorament: la incorporació (amb la consegüent deformació) de ritmites glàcio-lacustres preexistents en els tills subglacials, la presència de nombroses zones de cisalla (sovint restringides a nivells d'amplada mil·limètrica) i la intensa deformació present en els tills subglacials, fet evidenciat per la notable reorientació experimentada per les partícules que determina una fàbrica molt desenvolupada.

VII.2.2.2. La unitat intermèdia.

Els dipòsits corresponents a la unitat intermèdia constitueixen gran part del complex juxtaglacial de Cerler. Aquests dipòsits estan constituïts per tills subglacials sedimentats per la glacera de l'Esera, que afloren al sector més occidental del complex de Cerler, i per sediments glàcio-lacustres (fàcies proximals i fàcies distals) que afloren al sector més oriental del complex de Cerler.

Els tills de la unitat intermèdia estan constituïts per diamictons, amb una fàbrica del tipus *matrix-supported*.

Els clastos són, generalment, granodiorítics i esquistosos, aquests últims amb clares mostres d'abració glacial (estries i facetes), i presenten una morfologia subangulosa-subarrodonida. La presència de nombrosos clastos granodiorítics provinents del massís de La Maladeta demostra que aquests tills han estat sedimentats per la glacera de l'Esera.

La matriu és predominantment lutítica, força compactada, i presenta una coloració gris-blavosa.

Aquests tills formen part de la morrena lateral esquerra de la glacera de l'Esera encara que, actualment, la morfologia del cordó morrènic no es conserva, degut a la incisió del torrent de Remáscaro i a la dinàmica de vessants, molt activa, caracteritzada per moviments de massa generalitzats que afecten tots aquests dipòsits. En alguns afloraments es pot veure el trànsit entre els tills subglacials de la glacera de l'Esera i els dipòsits juxtaglacial de la unitat intermèdia (vegeu la foto VII.16).

S'han obtingut dues làmines primes (Mi-570 i Mi-571) corresponents als tills subglacials de la glacera de l'Esera. En ambdues làmines, el fet més remarcable és la disposició dels grans de sorra orientats paral·lelament a la superfície dels clastos de mida grava (vegeu la foto VII.17). Aquest fet és característic, juntament amb una fàbrica del plasma del tipus *skelsepic*, dels tills d'acreció (*lodgement tills*) (van der Meer, 1987, 1992 en premsa).

La morrena lateral esquerra de la glacera de l'Esera determina el barratge de les aigües de fusió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu, formant-se un llac juxtaglacial que és reblert per diversos tipus de sediments (vegeu les fotos VII.16, VII.18 i la figura VII.4):

Ritmites glàcio-lacustres (nivells mil·li-centimètrics de lutites i sorres fines), que corresponen a les fàcies distals sedimentades en aigües relativament tranquil·les al centre de la cubeta juxtaglacial de Cerler.

Graves i sorres amb una fàbrica del tipus *clast-supported* i nombroses estructures de corrent (estratificacions creuades, paleocanals, etc.). Aquests nivells corresponen a la sedimentació en con-deltaes proglacials, alimentats per les aigües de fusió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu, que prograden cap a l'interior de la cubeta juxtaglacial de Cerler.

Els dipòsits juxtaglacial de la unitat intermèdia presenten nombrosos afloraments degut a la forta incisió del torrent de Remáscaro (vegeu la foto VII.18).

D'entre tots els afloraments d'aquesta unitat, cal destacar l'aflorament situat a uns 1700 metres d'alçada al talús de la carretera de Cerler a l'estació d'esquí. A la base d'aquest aflorament s'observa com els dipòsits glàcio-lacustres de la cubeta juxtaglacial de Cerler passen, lateralment, als tills subglacials de la glacera de l'Esera que constitueixen el barratge del llac juxtaglacial de Cerler (vegeu la foto VII.16). Al mateix temps, el sostre d'aquest aflorament forma uns replans que corresponen al sostre del rebliment de la cubeta juxtaglacial de Cerler.

S'ha aixecat un perfil estratigràfic d'aquest aflorament (vegeu la figura VII.7) que representa els 6 metres situats just per sobre del till subglacial de la glacera de l'Esera. Les litofàcies predominants són les graves; els nivells de sorres i de ritmites glàcio-lacustres són poc abundants i tenen una potència centi-decimètrica. En el nivell situat entre 4.5 i 4.8 metres, les ritmites glàcio-lacustres amb laminació paral·lela i *dropstones* presenten algunes estructures de deformació (estructures en flama, laminació *convoluted*, còdols tous de lutites,



Foto VII.16: Tills (T) de la glacera de l'Esera i dipòsits glàcio-lacustres corresponents a la unitat intermèdia (vegeu la figura VII.7). El sostre de l'aflorament constitueix el sostre del reblliment de l'antic llac juxtaglacial.

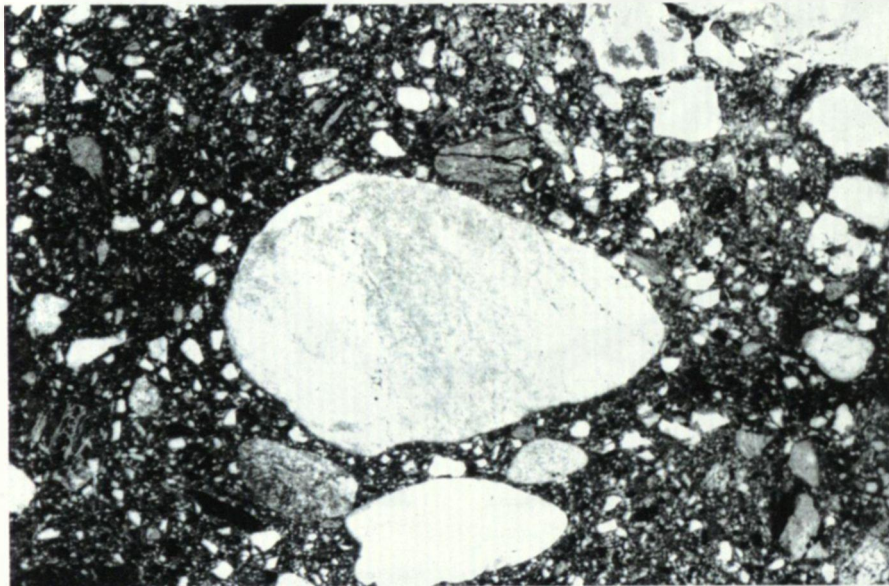


Foto VII.17: Làmina prima Mi-570. Till subglacial de la glacera de l'Esera. Els grans de sorra es disposen paral·lelament a la superfície dels clastos de mida grava. (Fotografia amb llum paral·lela).

5mm



Foto VII.18: Dipòsits glàcio-lacustres de la unitat intermèdia. A la part superior, tills de la glacera d'Ampriu (T) corresponents a la unitat superior.

etc.) que semblen correspondre a estructures de sobrecàrrega. A fi i efecte de caracteritzar el tipus de deformació d'aquests nivells de ritmites s'ha obtingut una làmina prima (Mi-572), l'estudi de la qual mostra els següents fets:

- Les ritmites estan constituïdes per una alternança de lutites i de sorres fines, intensament deformades, mostrant tot un conjunt de plecs i fractures (vegeu les fotos VII.19 i VII.20).

- Els plecs presenten vergències oposades i, al mateix temps, s'observen interferències de plecs (vegeu la foto VII.19). La fàbrica del plasma, en aquests plecs, està molt desenvolupada, amb dominis birrefringents orientats paral·lelament a les laminacions deformades que podrien correspondre a una certa orientació primària de les partícules del plasma.

- Les fractures presents a la làmina prima són posteriors als plecs, doncs desplacen les laminacions plegades (vegeu la foto VII.20). Aquestes fractures corresponen a plans de cisalla que, per la seva orientació, poden estar originats per un lleuger avenç de la glacera de l'Esera, fet que provoca la fracturació dels dipòsits i les interferències de plecs.

- Al llarg de les zones de cisalla, la fàbrica del plasma és del tipus *unistrial*, degut a la reorientació de les partícules paral·lelament als plans de lliscament. Per altra part, en d'altres sectors de la làmina prima on hi predominen les lutites, la fàbrica del plasma és del tipus *omnisepic* evidenciant una reorientació gairebé total de les partícules del plasma. També s'observa una fàbrica del tipus *bimasepic* que pot estar associada a l'existència de plans de cisalla conjugats (vegeu la foto VII.21).

A la llum d'aquestes observacions es pot interpretar que les laminacions de tipus *convoluted* que corresponen a estructures de sobrecàrrega són deformades, posteriorment, degut a un lleuger avenç de la glacera de l'Esera. Les zones de cisalla i la reorientació de les partícules del plasma són el resultat d'aquesta deformació associada a la progressió de la glacera de l'Esera.

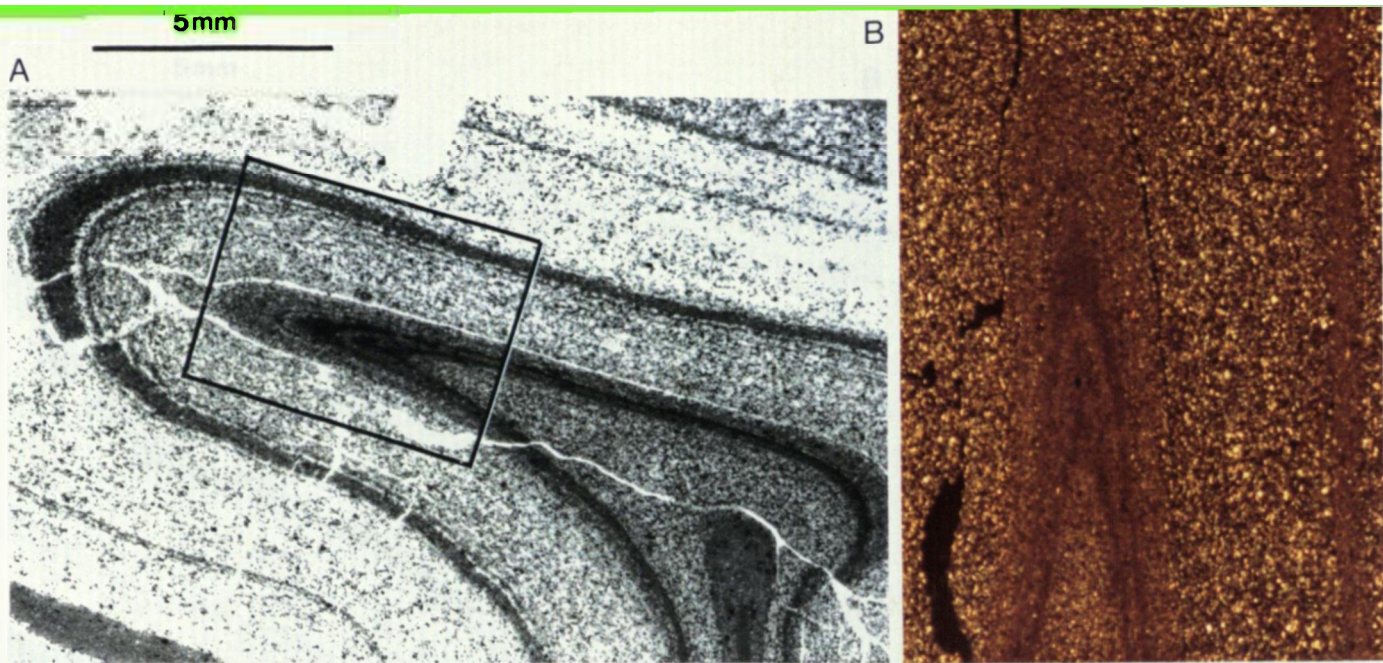


Foto VII.19: Làmina prima Mi-572. **A.** Interferències de plecs en ritmites glàcio-lacustres. (Fotografia amb llum paral·lela). **B.** Detall de la fotografia anterior. (Fotografia amb nícols creuats).

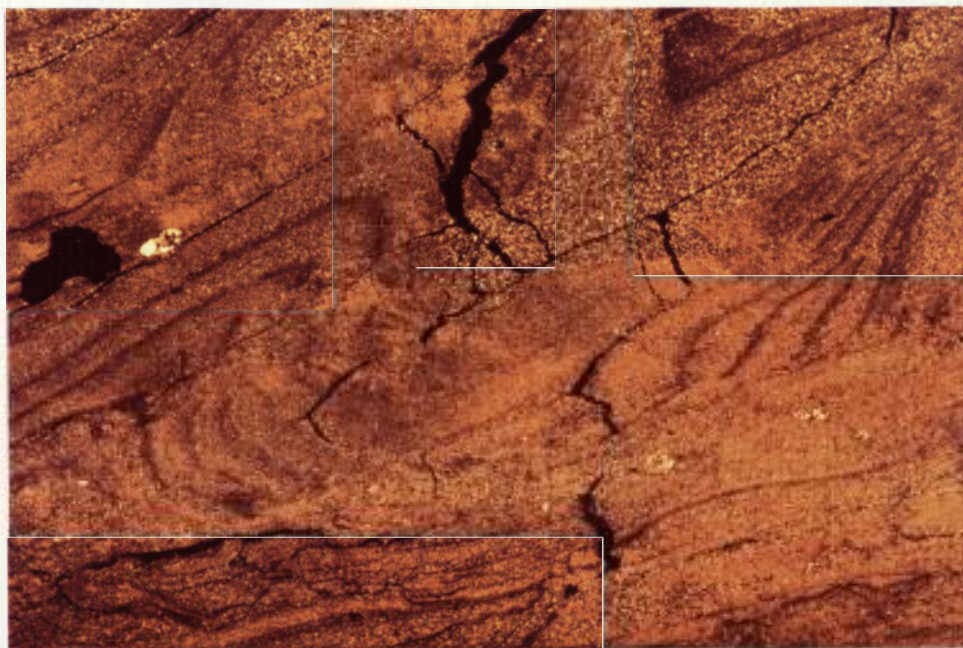


Foto VII.20: Làmina prima Mi-572. Zones de cisalla que afecten els plecs de les ritmites glàcio-lacustres. (Fotografia amb nícols creuats).

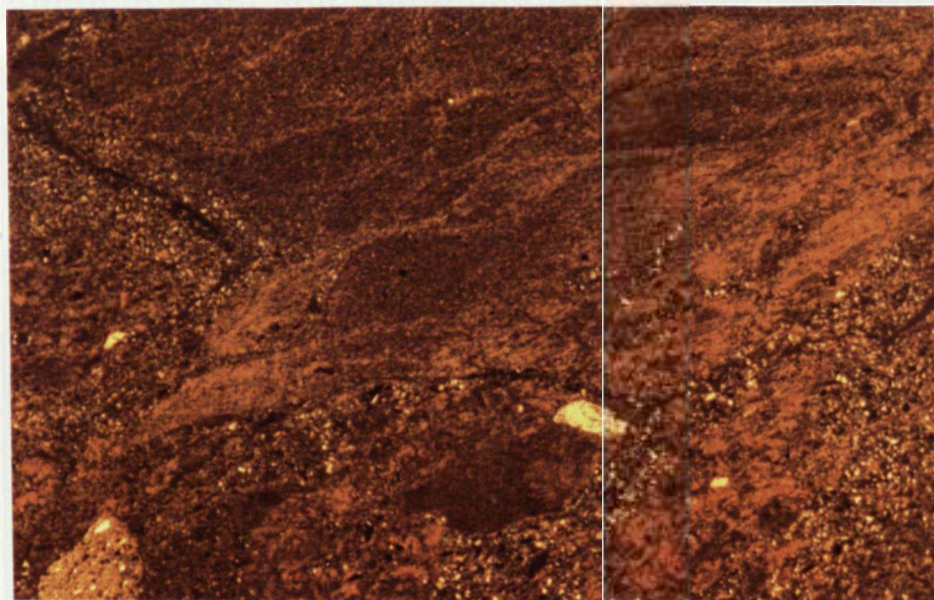


Foto VII.21: Làmina prima Mi-572. Fàbrica del plasma de tipus *omni-sepic* amb dues direccions predominants (*bi-masepic*), deguda a una reorientació gairebé total de les partícules del plasma.

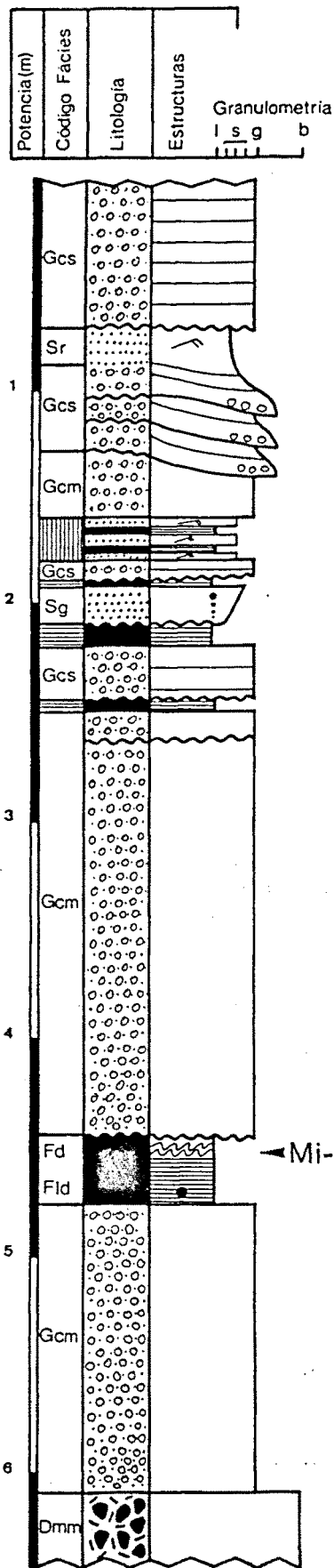


Figura VII.7: Perfil estratigràfic dels nivells més alts de la unitat intermèdia (vegeu també la foto VII.16). S'indica la situació de la làmina prima Mi-572.

Llegenda del codi de fácies: Dmm. Diamicton, *matrix-supported*, massiu; Gcm. Graves, *clast-supported*, massives; Gcs. Graves, *clast-supported*, estratificades; Sr. Sorres amb *ripples*; Sg. Sorres gradades; Fld. Fins (lutites i sorres fines) amb laminació paral·lela i *dropstones*; Fd. Fins amb laminació deformada; Ratllat horitzontal (=FI). Fins amb laminació paral·lela; Ratllat vertical. Alternança de nivells FI i Sr.

VII.2.2.3. La unitat superior.

La unitat superior està constituïda per tills subglacials i supraglacials sedimentats per les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu. Els tills de la unitat superior es disposen sobre els dipòsits glàcio-lacustres corresponents a la unitat intermèdia (vegeu la figura VII.4 i la foto VII.18).

Els tills subglacials, amb una fàbrica del tipus *matrix-supported*, presenten una matriu lutítica de color gris. Els clastos són generalment esquistosos i granodiorítics, aquests últims provinents del pic de Cerler. La morfologia dels clastos és subangulosa-subarrodonida i els clastos esquistosos presenten la morfoscòpia típica deguda a l'abració glacial (estries, etc.).

Els tills supraglacials, amb una fàbrica del tipus *clast-supported*, tenen una matriu limo-sorrenca de color beige. Els clastos, de morfologia angulosa-subangulosa, són predominantment esquistosos; tanmateix, a les morrenes laterals esquerres de la glacera d'Ampriu hom troba també blocs granodiorítics que provenen del pic de Cerler. Els clastos es disposen, sovint, orientats segons uns plans d'inclinació contrària al vessant. Les característiques d'aquests tills supraglacials permeten classificar-los com a *flow tills*.

Els tills supraglacials de la unitat superior són els que configuren els cordons morrènics de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu, 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, VII.3).

VII.3. L'evolució del complex juxtaglacial de Cerler.

A partir de les característiques sedimentàries de cadascuna de les unitats del complex juxtaglacial de Cerler, descrites a l'apartat VII.2.2, i atenent a la posició que ocupen els diversos afloraments i a la seva geometria, es pot reconstruir l'evolució paleoambiental del complex de Cerler. Tot seguit presentaré la reconstrucció paleogeogràfica de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i Ampriu, així com dels diferents tipus d'ambients sedimentaris, durant els períodes corresponents a la sedimentació de la unitat inferior (trams inferior i superior), la unitat intermèdia i la unitat superior.

Fase 1: El primer llac juxtaglacial de Cerler.

El tram inferior de la unitat inferior correspon a la sedimentació en un ambient glàcio-lacustre juxtaglacial que es forma degut al barratge de les conques glacials de Remáscaro i d'Ampriu per part de la glacera de l'Esera (vegeu la figura VII.8). No hi ha criteris per determinar la posició dels fronts de les glaceres locals de Remáscaro i d'Ampriu durant aquest episodi, doncs els possibles arcs morrènics han estat erosionats.

La seqüència glàcio-lacustre observada implica l'existència d'un període d'estabilització (tal vegada amb petits avenços i retrocessos) de la glacera de l'Esera durant el qual es produeix el rebliment del llac juxtaglacial de Cerler. Atenent a la posició dels tills corresponents a la glacera de l'Esera i a la posició dels dipòsits glàcio-lacustres (fàcies proximals i fàcies distals) que es conserven en l'actualitat es pot determinar:

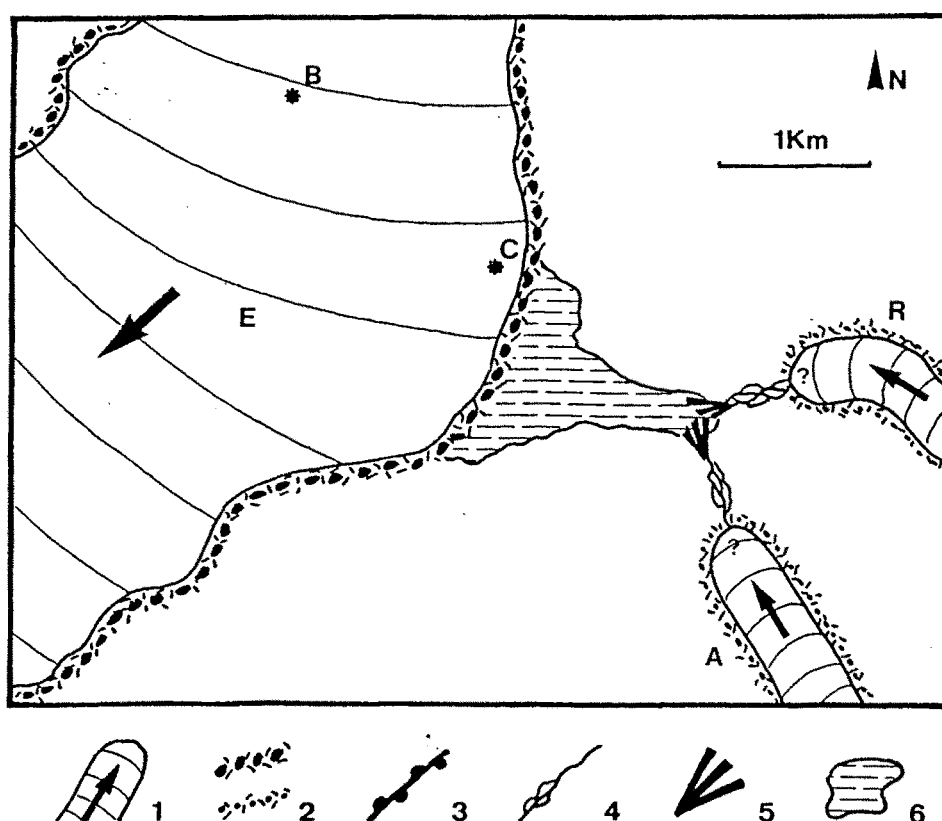


Figura VII.8: Reconstrucció paleoambiental del sector indicat a la figura VII.1 durant el període de sedimentació del tram inferior de la unitat inferior (Fase 1: El primer llac juxtaglacial de Cerler).

Llegenda per les figures VII.8, VII.9, VII.10, VII.11 i VII.12: 1. Glacera i sentit del flux glacial; 2. Morrenes de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i Ampriu; 3. Cordons morrènics amb la morfologia actualment ben conservada; 4. Riu, torrent; 5. Con-delta; 6. Ambient glàcio-lacustre.

B. Benasc; C. Cerler; E. Glacera de l'Esera; R. Glacera de Remáscaro; A. Glacera d'Ampriu.

- La cota aproximada de les aigües del llac juxtaglacial, situada a una alçada d'uns 1650 metres sobre el nivell del mar.

- La cota aproximada del sostre de la glacera de l'Esera a la transversal de Benasc, situada a una alçada d'uns 1650 metres; és a dir, uns 550 metres per sobre del nivell actual del fons de la vall de l'Esera.

Durant aquest període, els processos de sobreexcavació glacial a la cubeta de Benasc (vegeu l'apartat V.2.2) són actius. Per tant, en funció de la profunditat màxima de la cubeta de sobreexcavació de Benasc, d'aproximadament 300 metres, pot estimar-se una gruixària de glaç d'uns 800 metres per la llengua de la glacera de l'Esera a la transversal de Benasc.

Fase 2: La progressió de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i d'Ampriu.

El tram superior de la unitat inferior correspon a un període de sedimentació de tills subglacials per part de les glaceres locals de Remáscaro i d'Ampriu i de la glacera principal de l'Esera. Durant aquest període, les tres llengües glacials de Remáscaro, d'Ampriu i de l'Esera conflueixen (vegeu la figura VII.9). D'aquesta manera, l'antic llac juxtaglacial és cobert pel glaç i els dipòsits glàcio-lacustres corresponents al tram inferior són deformats, parcialment erosionats i incorporats en els tills subglacials del tram superior.

Les deformacions observades en els sediments del tram inferior són d'origen glàcio-tectònic, degudes a l'avenç o progressió de les glaceres. Els plecs vergents a l'est presents al sector occidental del complex de Cerler (vegeu la foto VII.5) són deguts a la progressió de la glacera de l'Esera; en canvi, els plecs vergents a l'oest presents al sector oriental del complex de Cerler (vegeu la foto VII.6) són deguts a la progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu. Al mateix temps, aquesta progressió de les glaceres produeix també les deformacions observades, a nivell d'afiorament i a nivell microscòpic, en les ritmites glàcio-lacustres corresponents al tram inferior.

A partir de la posició que ocupen els dipòsits glacials que hom troba al vessant de la Montaña de Rueda (vegeu la foto V.4), situats a una alçada d'uns 1700 metres, es pot estimar la cota del sostre de la glacera de l'Esera durant aquest període, situada aproximadament a uns 1750 metres d'alçada; és a dir, a uns 650 metres per sobre del nivell actual del fons de la vall de l'Esera.

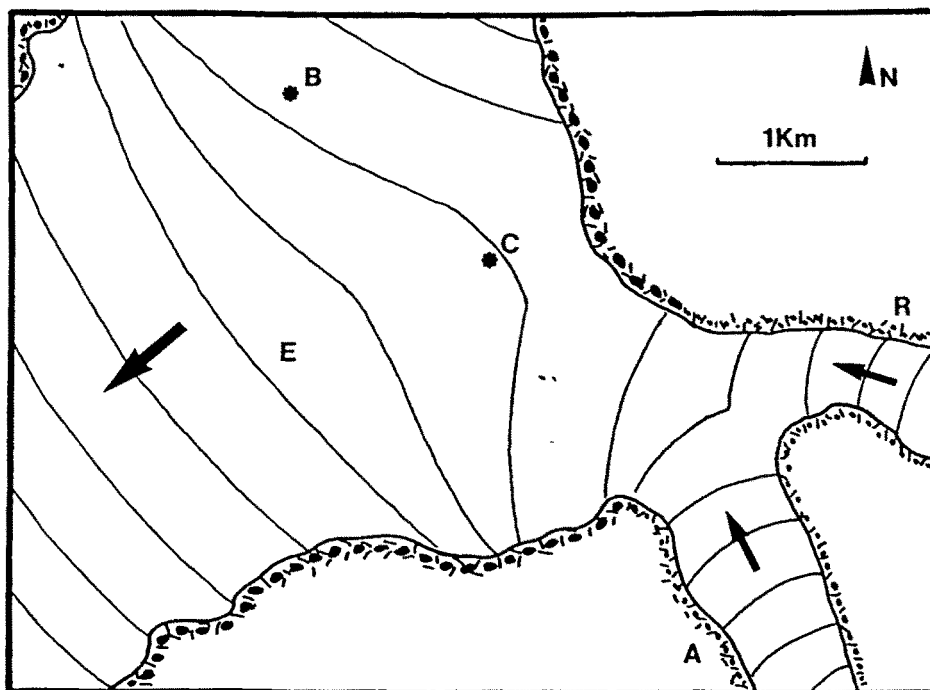


Figura VII.9: Reconstrucció paleoambiental del sector indicat a la figura VII.1 durant el període de sedimentació del tram superior de la unitat inferior (Fase 2: La progressió de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i d'Ampríu).
 LLegenda: Vegeu la figura VII.8.

Evidentment, durant aquest període, els processos de sobreexcavació glacial a la cubeta de Benasc són totalment actius i assolixen la seva màxima intensitat. Per tant, atenent a la profunditat màxima que s'enregistra a la cubeta de Benasc, d'aproximadament 300 metres, pot estimar-se, a la transversal de Benasc, una gruixària màxima de glaç d'uns 900 metres per la llengua de la glacera de l'Esera.

Fase 3: El segon llac juxtaglacial de Cerler.

La unitat intermèdia correspon a un període de sedimentació de tills per part de la glacera de l'Esera que, al mateix temps, determina novament el barratge de les aigües de fusió glacial de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu, els fronts de les quals han experimentat un lleuger retrocés (vegeu la figura VII.10). No hi ha criteris per determinar la posició dels fronts de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu durant aquest període.

Com a conseqüència d'aquest barratge es forma un nou llac juxtaglacial que es rebleix amb sediments glàcio-lacustres (ritmites distals i graves proximals). La posició altitudinal dels dipòsits glàcio-lacustres i la posició del sostre del rebliment glàcio-lacustre (vegeu la foto

VII.16), demostren que el nivell de les aigües d'aquest llac ocupa una posició més elevada que l'assolida durant el període de sedimentació del tram inferior de la unitat inferior. El nivell de les aigües del llac juxtaglacial de Cerler se situa, durant aquest període, a una alçada aproximada d'uns 1700 metres sobre el nivell del mar.

La glacera de l'Esera, que també ha experimentat un lleuger retrocés, entra en un període d'estabilització mentre es produeix la sedimentació dels dipòsits de la unitat intermèdia. Tanmateix, aquesta estabilització és únicament relativa, doncs la glacera de l'Esera experimenta lleugeres pulsacions (d'avenç i de retrocés) que queden enregistrades en els dipòsits glàcio-lacustres. Per altra part, els processos de sobreexcavació glacial a la cubeta de Benasc poden disminuir lleugerament la seva intensitat durant aquest període d'estabilització.

Durant aquest període, es pot estimar una gruixària de glaç d'uns 850 metres per la llengua de la glacera de l'Esera a la transversal de Benasc.

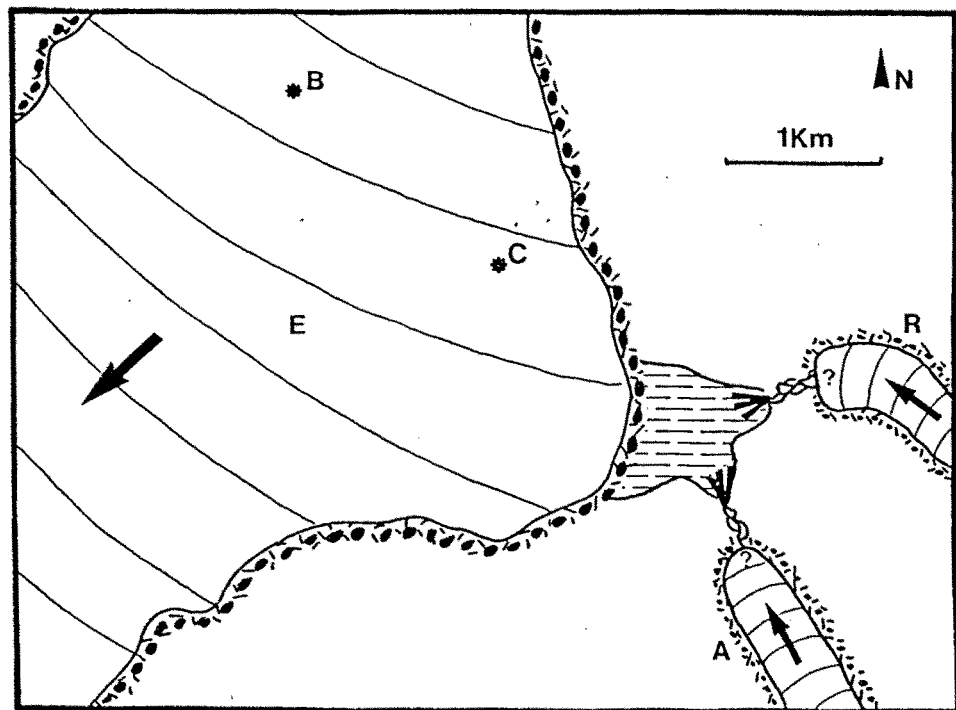


Figura VII.10: Reconstrucció paleoambiental del sector indicat a la figura VII.1 durant el període de sedimentació de la unitat intermèdia (Fase 3: El segon llac juxtaglacial de Cerler).

LLegenda: Vegeu la figura VII.8.

Fase 4: La progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu.

La unitat superior correspon a un període de sedimentació de tills per part de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu. No s'observen, al complex de Cerler, tills de la glacera principal de l'Esera que puguin correlacionar-se amb els tills sedimentats per ambdues glaceres tributàries.

Per tant, la glacera de l'Esera hauria experimentat un retrocés molt important des de la posició assolida durant el període corresponent a la sedimentació de la unitat intermèdia. No hi ha criteris per determinar amb exactitud la posició del front de la glacera de l'Esera. Es poden plantejar dues hipòtesis:

- La glacera de l'Esera ocupa encara la cubeta de sobreexcavació glacial de Benasc, de manera que el seu front està situat aigües avall de la cubeta.

- La glacera de l'Esera ha deixat al descobert la cubeta de sobreexcavació glacial de Benasc que, d'aquesta manera, constitueix un ambient glàcio-lacustre (inicialment proglacial i, posteriorment, distal). Per tant, el front de la glacera de l'Esera està situat aigües amunt de la cubeta de Benasc.

Atenent a les observacions realitzades en d'altres cubetes de sobreexcavació glacial dels Pirineus i a la cronologia proposada (vegeu el capítol V), sembla més probable la segona hipòtesi; és a dir, considerar que el front de la glacera de l'Esera es troba aigües amunt de la cubeta glàcio-lacustre (proglacial/distal) de Benasc.

Els dipòsits glacials de la unitat superior fossilitzen els dipòsits glàcio-lacustres de la unitat intermèdia (vegeu la foto VII.18) i, per tant, es pot afirmar que els fronts de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu experimenten un avenç respecte a la posició assolida durant el període de sedimentació de la unitat intermèdia. D'aquesta manera, ambdues glaceres cobreixen la cubeta juxtaglacial de Cerler, totalment reblerta de sediments.

Atenent a la posició dels cordons morrènics de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu que es conserven actualment (vegeu la figura VII.3 i les fotos VII.2, VII.3), es poden diferenciar tres episodis corresponents al període de sedimentació de la unitat superior:

- En un primer episodi, les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu conflueixen i presenten una llengua final comuna (vegeu la figura VII.11).

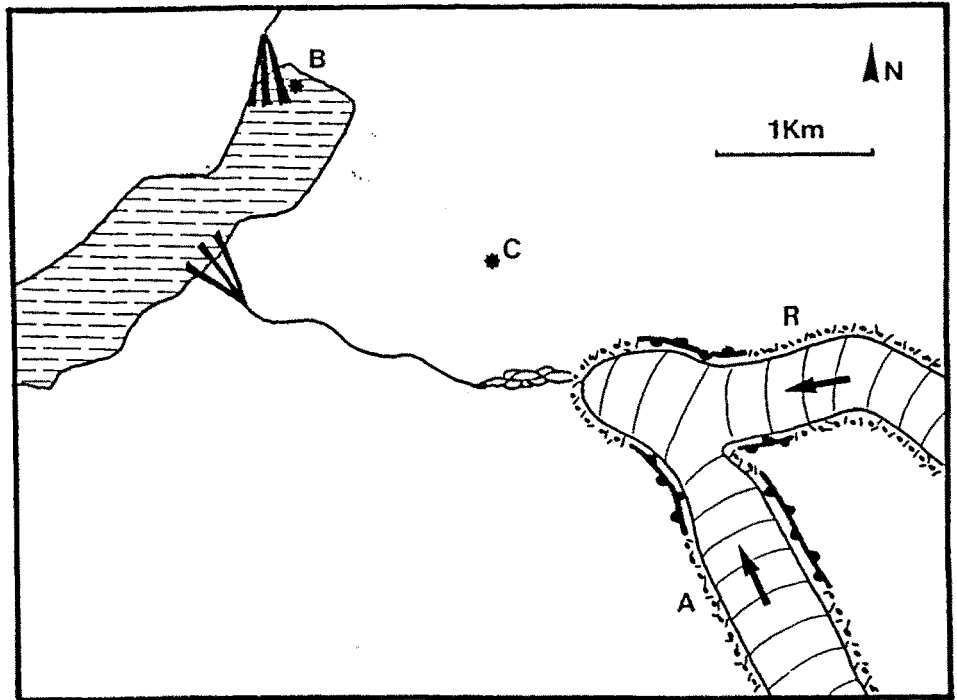


Figura VII.11: Reconstrucció paleoambiental del sector indicat a la figura VII.1 durant el període de sedimentació dels tills corresponents al primer episodi de la unitat superior (Fase 4: La progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu). LLegenda: Vegeu la figura VII.8.

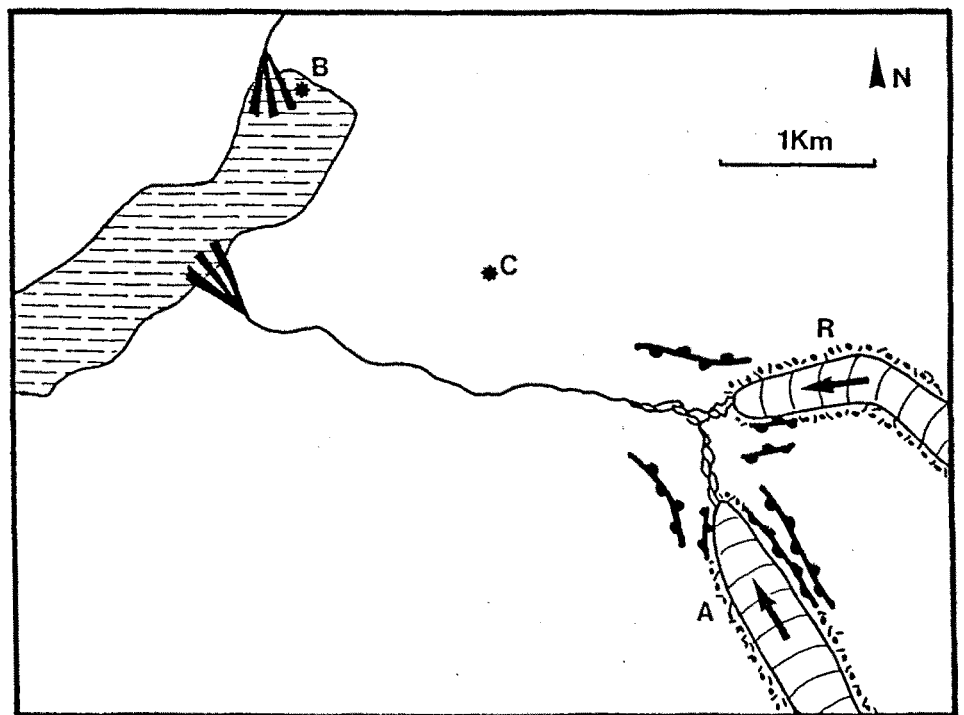


Figura VII.12: Reconstrucció paleoambiental del sector indicat a la figura VII.1 durant el període de sedimentació dels tills corresponents al segon episodi de la unitat superior (Fase 4: La progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu). LLegenda: Vegeu la figura VII.8.

- En un segon episodi, les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu, després d'experimentar un retrocés d'aproximadament un quilòmetre, deixen de confluir i els seus fronts glacials queden perfectament individualitzats (vegeu la figura VII.12).

- En un tercer episodi, enregistrat únicament a la vall d'Ampríu, el front de la glacera d'Ampríu se situa uns 300 metres aigües amunt de la posició assolida durant l'episodi anterior.

Es pot constatar que, durant el període de temps corresponent a la sedimentació de la unitat superior, les dinàmiques de la glacera principal de la vall de l'Esera i de les glaceres tributàries de Remáscaro i d'Ampríu són molt diferents. La unitat superior evidencia clarament una deglaciació important respecte a la màxima extensió glacial assolida durant la sedimentació del tram superior de la unitat inferior (vegeu la figura VII.9). Durant aquest període de deglaciació generalitzada, un refredament climàtic relativament ràpid i de curta durada pot afectar significativament la dinàmica de les petites glaceres locals de Remáscaro i d'Ampríu, que poden experimentar un lleuger avenç. En canvi, la resposta de la glacera principal de l'Esera a aquest canvi climàtic és molt més lenta, de manera que la glacera de l'Esera no experimenta cap avenç significatiu i pot romandre més o menys estable, confinada als sectors de capçalera.

Amb aquests tres episodis acaben les manifestacions glacials al complex juxtaglacial de Cerler. Posteriorment, la dinàmica torrencial a les valls de Remáscaro i d'Ampríu així com la dinàmica de vessants, amb freqüents moviments de massa, determinen l'encaixament d'ambdós torrents i la degradació, molt activa actualment, dels dipòsits del complex juxtaglacial de Cerler.

VII.4. La cronologia del complex juxtaglacial de Cerler.

La sedimentació de totes les unitats que formen el complex de Cerler es produeix al llarg de les diverses fases del darrer cicle glacial pirinenc. Aquest fet està corroborat per la manca de sòls interstratificats entre les diferents unitats sedimentàries, la homogeneïtat dels dipòsits pel que fa referència al seu grau d'alteració i la bona conservació, en general, de la morfologia dels dipòsits del complex de Cerler.

No es disposa fins el moment de cap datació absoluta dels sediments del complex juxtaglacial de Cerler. Tanmateix, es pot fer un assaig de correlació de les fases descrites a

l'apartat anterior (Fase 1: El primer llac juxtaglacial de Cerler; Fase 2: La progressió de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i d'Ampriu; Fase 3: El segon llac juxtaglacial de Cerler; Fase 4: La progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu) amb les fases del darrer cicle glacial als Pirineus, definides per Bordonau *et. al.* (1992 en premsa), que he descrit al capítol II (vegeu les figures VII.13 i VII.14).

Les característiques dels sediments del tram inferior de la unitat inferior evidencien l'existència d'un període d'estabilització de la glacera de l'Esera anterior al moment en que aquesta assoleix la seva màxima extensió. Durant aquest període d'estabilització, la gruixària de glaç de la glacera de l'Esera és uns 100 metres inferior a la gruixària corresponent al període de màxim enllaçament.

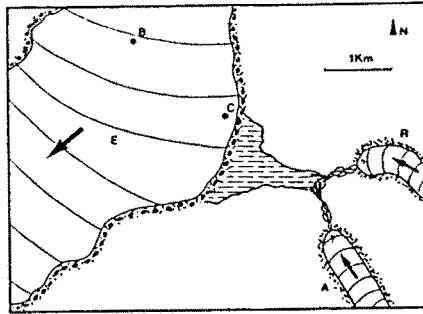
Per tant, la Fase 1 (El primer llac juxtaglacial de Cerler) durant la qual se sedimenta el tram inferior de la unitat inferior, pot correlacionar-se amb les anomenades *Fases d'estabilització pre-màxim* (vegeu l'apartat II.2). Cal remarcar que aquest tram del complex de Cerler constitueix el millor exemple, de tots els que s'han descrit fins el moment, dels anomenats registres directes d'aquestes fases d'estabilització que precedeixen el darrer màxim glacial als Pirineus. Atenent a l'extensió de la glacera de l'Esera, únicament un xic inferior a l'assolida durant el màxim glacial, és probable que l'estabilització enregistrada al complex de Cerler sigui sincrònica amb l'estabilització enregistrada a l'obturbació de Sost (Hérail i Jalut, 1986; Jalut, 1989), a l'alta conca de la Garona.

Els dipòsits glacials del tram superior de la unitat inferior demostren que, durant el període de sedimentació dels mateixos, les glaceres tributàries de Remáscaro i d'Ampriu conflueixen amb la glacera principal de l'Esera.

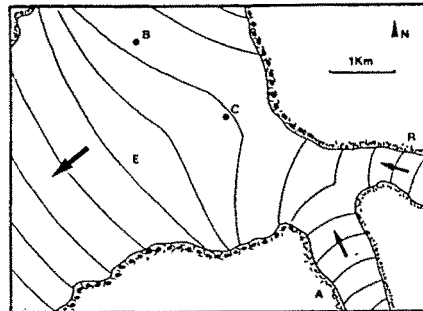
Per tant, la Fase 2 (La progressió de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i d'Ampriu) durant la qual se sedimenta el tram superior de la unitat inferior, correspon a un període de màxim enllaçament i pot correlacionar-se fàcilment amb la *Fase de màxim glacial*.

Les característiques dels sediments de la unitat intermèdia evidencien l'existència d'un nou període d'estabilització de la glacera de l'Esera. Aquesta estabilització es produeix després d'un lleuger retrocés experimentat per la glacera de l'Esera (que comporta una disminució d'uns 50 metres de la gruixària de glaç de la llengua glacial).

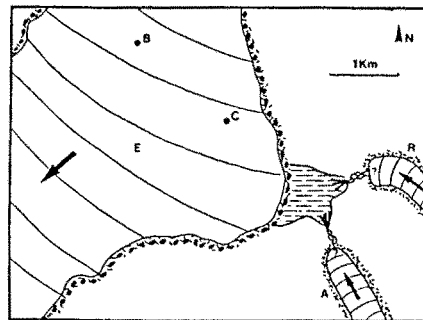
Conseqüentment, la Fase 3 (El segon llac juxtaglacial de Cerler) durant la qual se sedimenta la unitat intermèdia, clarament enmarcada en el període de deglaciació del darrer màxim glacial, pot correlacionar-se amb la *Fase d'estabilització post-màxim* que s'enregistra



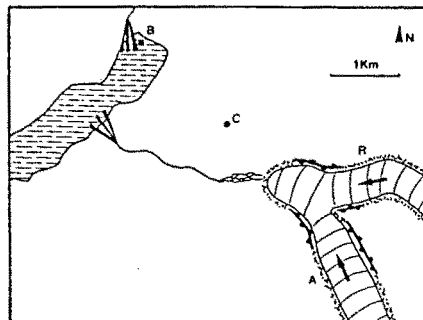
Fase 1. Fase d'estabilització pre-màxim.



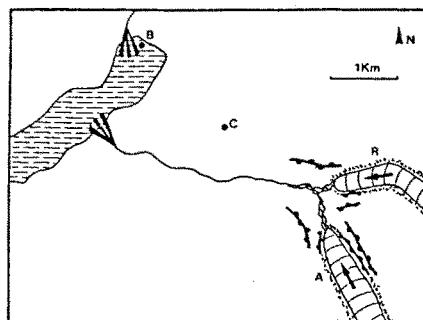
Fase 2. Fase de màxim glacial.



Fase 3. Fase d'estabilització post-màxim.



Fase 4a. Episodi 1, Fase de glaceres d'altitud.



Fase 4b. Episodi 2, Fase de glaceres d'altitud.

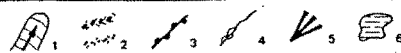


Figura VII.13: Evolució paleoambiental del complex juxtaglacial de Cerler durant les diferents fases del darrer cicle glacial.

LLegenda: 1. Glacera i sentit del flux glacial; 2. Morrenes de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i Ampriu; 3. Cordons morrènics amb la morfologia ben conservada; 4. Riu, torrent; 5. Con-deltes; 6. Ambient glàcio-lacustre.

B. Benasc; C. Cerler; E. Glacera de l'Esera; R. Glacera de Remáscaro; A. Glacera d'Ampriu.

tant al complex de Llestui (vegeu el capítol VI), a l'alta conca de la Noguera Ribagorçana, com a la resta de complexos juxtaglaciàls dels Pirineus.

L'atribució d'una edat a la Fase 4 (La progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu) durant la qual se sedimenta la unitat superior del complex de Cerler és més problemàtica. Atenent a les característiques de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu, que constitueixen petites glaceres de vall amb els seus fronts situats a una alçada d'uns 1700 metres, la unitat superior podria correlacionar-se amb l'*Episodi de glaceres de vall en altitud* corresponent a la *Fase de glaceres d'altitud*. Tanmateix, els tres conjunts de cordons morrènics corresponents a les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu presents al complex de Cerler podrien interpretar-se de dues maneres:

- Els tres episodis glacials enregistrats durant aquest període (vegeu l'apartat VII.3) poden correspondre a tres posicions successives dels fronts de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu durant l'*Episodi de glaceres de vall en altitud (Fase de glaceres d'altitud)*.

- El primer episodi durant el qual es produeix la confluència de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu pot correspondre a l'anomenada *Fase de glaceres de vall* i els dos darrers episodis poden correspondre a l'*Episodi de glaceres de vall en altitud (Fase de glaceres d'altitud)*.

A manca de datacions absolutes que confirmin l'edat de cadascun d'aquests cordons morrènics, m'inclino a pensar, degut a la bona conservació de la morfologia de tots els cordons morrènics (i també al grau de preservació similar que presenten tots ells), que els tres episodis glacials enregistrats a la unitat superior poden correspondre al mateix *Episodi de glaceres de vall en altitud*.

En qualsevol cas, la Fase 4 (La progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampríu) correspon a les darreres fases de la deglaciació. Durant aquestes fases finals del darrer cicle glacial, la dinàmica de les glaceres està molt influenciada per tot un conjunt de factors locals (altitud, extensió de la conca d'alimentació, etc.). Aquest fet determina que les glaceres tributàries de Remáscaro i d'Ampríu, i la glacera principal de l'Esera, responguin de manera diferent a les lleugeres oscil·lacions climàtiques que poden registrar-se durant les darreres fases de la deglaciació.

Al complex juxtaglaciàl de Cerler no s'enregistra cap esdeveniment associat amb l'anomenada *Fase de glaceres rocalloses* característica del període Tardiglaciàl. Durant aquest

període, les glaceres locals de Remáscaro i d'Ampriu ja haurien desaparegut o quedat reduïdes a petites congestes situades als sectors més elevats d'ambdues conques.

Finalment, durant el període Postglacial o Holocè cal destacar la incisió dels torrents de Remáscaro i d'Ampriu i els moviments de massa que afecten els dipòsits del complex juxtaglacial de Cerler, fenòmens que són encara totalment actius.

		El complex juxtaglacial de Cerler	
<i>Petita Edat del Gel</i>			
<i>Fases postglacials</i>			
<i>Fase de glaceres rocalloses</i>			
Deglaciació	<i>Fase de glaceres d'altitud</i>	Unitat superior	Fase 4 La progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu
	<i>Fase de glaceres de vall</i>		?
	<i>Fase d'estabilització post-màxim</i>	Unitat intermèdia	Fase 3 El segon llac juxtaglacial de Cerler
<i>Fase de màxim glacial</i>		Unitat inferior	Tram superior
<i>Fases d'estabilització pre-màxim</i>			Tram inferior
			Fase 2 La progressió de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i d'Ampriu
			Fase 1 El primer llac juxtaglacial de Cerler

Figura VII.14: Quadre de correlació de les unitats sedimentàries del complex juxtaglacial de Cerler (Unitat inferior -Tram inferior i Tram superior-; Unitat intermèdia i Unitat superior) i de les fases evolutives del complex de Cerler (Fases 1 a 4) amb les fases del darrer cicle glacial als Pirineus

CONCLUSIONS

VIII. CONCLUSIONS.

Tot seguit exposaré les conclusions d'aquest treball, agrupades en tres grans apartats de conclusions de caràcter parcial:

- Conclusions referents a la metodologia de treball.
- Conclusions referents a les fases i la cronologia del darrer cicle glacial als Pirineus.
- Conclusions referents als complexos glàcio-lacustres dels Pirineus.

Finalment, a l'apartat de conclusions finals, presentaré les conclusions de caràcter global que poden resumir-se, a grans trets, en el quadre de la figura VIII.1. Aquest quadre relaciona els resultats obtinguts en la síntesi regional de les fases del darrer cicle glacial als Pirineus amb els de l'estudi de les localitats tipus escollides per cadascun dels diversos ambients glàcio-lacustres pirinencs.

VIII.1. La metodologia de treball.

Voldria destacar únicament dos aspectes: l'aplicació dels sondatges elèctrics a l'estudi dels complexos glàcio-lacustres proglacials i l'anàlisi micromorfològica dels dipòsits glacials.

Els sondatges elèctrics verticals.

En tots els sondatges elèctrics realitzats, el contacte entre el substrat rocós resistiu i els sediments quaternaris queda perfectament caracteritzat pel tram final de tipus H de les corbes de resistivitat aparent. Per altra part, també es diferencien diverses unitats geoelectriques en el rebliment sedimentari que poden interpretar-se posteriorment com litofàcies diferents, sovint amb implicacions genètiques.

En el cas de la cubeta glàcio-lacustre proglacial de barratge morrènic del Seminari de Vilaller s'han pogut contrastar els resultats obtinguts en els sondatges elèctrics i l'atribució de les diferents unitats geoelectriques a diferents litofàcies genètiques gràcies a la posterior realització d'un sondeig mecànic. La bona correlació entre ambdós resultats ratifica la utilitat del mètode geoelectric tant per l'estudi de cubetes glàcio-lacustres reblertes de sediments com per la planificació de qualsevol sondeig mecànic.

Per tant, la resposta general dels sondatges elèctrics verticals permet establir, amb un grau de resolució acceptable, la geometria i el rebliment sedimentari de les cubetes glàcio-lacustres proglacials de barratge morrènic i de sobreexcavació glacial dels Pirineus.

L'anàlisi micromorfològica dels dipòsits glacials.

L'anàlisi micromorfològica és una tècnica que s'ha emprat recentment en l'estudi dels tills i d'altres dipòsits relacionats i que complementa i enriqueix les descripcions que puguin realitzar-se a nivell d'aflorament.

L'estudi de diverses làmines primes corresponents als dipòsits dels complexos juxtaglacial de Llestui i de Cerler ha permès determinar l'existència de dominis birrefringents força evidents, donant lloc a una fàbrica del plasma molt ben desenvolupada (sovint dels tipus *skelsepic*, *bimasepic*, *omnisepic*, *unistrial* i *kinking*). Aquestes fàbriques són el resultat dels esforços als que han estat sotmesos els sediments i que han determinat una reorientació de les partícules del plasma segons el camp d'esforços aplicat. Com s'ha vist, aquests esforços són sovint d'origen glàcio-tectònic.

Per tant, l'anàlisi micromorfològica detallada de les seqüències glàcio-lacustres ha resultat un mètode totalment vàlid per estudiar la dinàmica glacial sincrònica amb el rebliment de les cubetes.

VIII.2. Les fases i la cronologia del darrer cicle glacial als Pirineus.

La cronologia relativa de les fases glacials corresponents al darrer cicle glacial als Pirineus que es presenta en el capítol II d'aquesta memòria (vegeu la figura II.1 i el quadre de síntesi de la figura VIII.1), està sòlidament basada en estudis geomorfològics i estratigràfics.

La cronologia absoluta que es proposa en el capítol III d'aquest treball (vegeu la figura III.3 i el quadre de síntesi de la figura VIII.1) es basa en les datacions que s'han obtingut darrerament en algunes localitats del vessant meridional dels Pirineus i, al mateix temps, en la correlació amb d'altres localitats del vessant septentrional. També s'han tingut en compte les consideracions fetes per Montserrat Martí (1991) atenent a les variacions temporals de la concentració del CO₂ atmosfèric i de la radiació rebuda a l'Hemisferi Nord. Evidentment, les noves datacions que s'obtinguin en d'altres localitats dels Pirineus permetran precisar més l'edat d'alguna de les fases diferenciades.

Les fases pleistocenes corresponents al darrer cicle glacial als Pirineus són les següents: *Fases d'estabilització pre-màxim*, *Fase de màxim glacial*, *Fase d'estabilització post-màxim*, *Fase de glaceres de vall*, *Fase de glaceres d'altitud* i *Fase de glaceres rocalloses*. Dintre de l'Holocè es defineixen les *Fases històriques* que poden correlacionar-se amb la *Petita Edat del Gel*.

Fases d'estabilització pre-màxim.

Durant la progressió de les glaceres des del darrer interglacial fins assolir la seva màxima extensió es diferencien, com a mínim, dos períodes d'una certa estabilització glacial caracteritzats per la formació de complexos glàcio-lacustres juxtaglacial:

- El primer període s'enregistra al complex de Soberado (alta conca de la Garona), que constitueix la única localitat descrita fins el moment que pugui associar-se a aquest període.

- El segon període d'estabilització s'enregistra al complex de Cerler (alta conca de l'Esera) i podria correlacionar-se amb la localitat de Sost (alta conca de la Garona), descrita per Hérail i Jalut (1986).

Els complexos de Soberado i de Cerler poden considerar-se les localitats tipus que permeten definir les Fases d'estabilització pre-màxim.

No es disposa de cap datació absoluta dels dipòsits corresponents a aquestes fases. Tenint en compte l'edat que es proposa pel darrer màxim glacial als Pirineus, cal considerar que les Fases d'estabilització pre-màxim són anteriors a 50000 anys BP.

Fase de màxim glacial.

Durant aquesta fase les glaceres pirinenques assoleixen la seva màxima extensió, amb llengües glacials de 25 a 66 quilòmetres de longitud i gruixàries de glaç que poden arribar a 900 metres. La dissimetria orogràfica i climàtica dels Pirineus determina la marcada diferència del fet glacial a ambdós vessants de la serralada.

Cal remarcar la intensitat dels processos erosius de les glaceres que van modelar importants cubetes de sobreexcavació glacial, amb profunditats màximes de 400 metres, com és el cas de la cubeta d'Esterni d'Aneu (vall de la Noguera Pallaresa).

Les datacions obtingudes a la seqüència glàcio-lacustre de Biscaye (Gave de Pau) (Mardones i Jalut, 1983) evidencien que el darrer màxim glacial als Pirineus és anterior a 38000 anys BP. En aquest treball es proposa una edat compresa entre 45000-50000 anys BP pel darrer màxim glacial als Pirineus.

Fase d'estabilització post-màxim.

L'inici de la deglaciació als Pirineus està caracteritzat per una perllongada estabilització glacial que es produeix després d'un lleuger retrocés, sovint de menys de 5 quilòmetres, dels fronts dels aparells glacials.

Durant la Fase d'estabilització post-màxim cal destacar l'existència d'ambients glàcio-lacustres juxtaglacial formats com a resultat de l'obstrucció del drenatge de valls tributàries, glacials o flúvio-torrencials, per part de la glacera de la vall principal:

- El complex de Llestui (alta conca de la Noguera Ribagorçana) constitueix la localitat tipus dels ambients glàcio-lacustres juxtaglaciàls deguts al barratge de conques tributàries desprovistes de glaceres.

- El complex de Cerler (alta conca de l'Esera) constitueix la localitat tipus dels ambients glàcio-lacustres juxtaglaciàls deguts al barratge de conques tributàries ocupades per glaceres locals.

Les edats absolutes dels sediments del complex de Llestui permeten situar la Fase d'estabilització post-màxim entre 31000-45000 anys BP.

Fase de glaceres de vall.

Durant la deglaciació s'enregistra una petita pulsació dels aparells glaciàls que, fins el moment, s'ha detectat únicament a algunes valls pirinenques. Les localitats tipus que permeten definir aquesta fase són el complex morrènic terminal del Seminari de Vilaller (alta conca de la Noguera Ribagorçana), el complex glàcio-lacustre de la cubeta de La Massana-Ordino (Andorra) i la localitat de Barbazan (alta conca de la Garona).

La pulsació enregistrada a la localitat de Barbazan és anterior a 26000 anys BP (Andrieu *et al.*, 1988) i l'arc morrènic del Seminari de Vilaller pot ésser anterior a 20000 o a 30000 anys BP. A fi i efecte de fer compatibles les datacions d'ambdues localitats es proposa, amb una certa reserva, que la Fase de glaceres de vall és anterior a 26000 anys BP.

Fase de glaceres d'altitud.

Els darrers moments de la deglaciació es caracteritzen per un retrocés molt important de les glaceres, que queden confinades als sectors més elevats de les conques glaciàls. Els arcs i els cordons morrènics corresponents a aquesta fase permeten definir dos episodis:

- *Episodi de glaceres de vall en altitud*, amb glaceres de menys de 10 quilòmetres de longitud i amb els seus fronts situats per sobre dels 1300 metres d'alçada.

- *Episodi de glaceres de circ*, amb petites glaceres en aquells circs situats per sobre dels 2000 metres d'alçada.

Es proposen les valls dels rius Nere (alta conca de la Garona), Mulleres i Conangles (alta conca de la Noguera Ribagorçana) com a localitats tipus de la Fase de glaceres d'altitud.

Les datacions obtingudes en diverses localitats del vessant septentrional dels Pirineus (Andrieu *et al.*, 1988) permeten situar la Fase de glaceres d'altitud entre 13000-16000 anys BP.

Fase de glaceres rocalloses.

La Fase de glaceres rocalloses s'enmarca dins de l'anomenat període tardiglacial, amb unes condicions climàtiques fredes i seques.

Com a localitat tipus d'aquesta fase es proposa el circ de Ratera (conca de la Noguera Pallaresa) on dues generacions de morrenes de glacera rocallosa recobreixen un cordó morrènic de boca de circ corresponent a la Fase de glaceres d'altitud (Ventura, 1983).

Les dades palinològiques permeten correlacionar la Fase de glaceres rocalloses amb el *Dryas recent* i situar-la, aproximadament, entre 10000-11000 anys BP (Montserrat Martí, 1991; Jalut *et al.*, 1992 en premsa).

Fases històriques.

Els cordons morrènics que se situen a alguns centenars de metres dels fronts de les glaceres actuals dels Pirineus permeten deduir l'existència, ja dintre de l'Holocè, d'algunes pulsacions glacials. Es proposa el massís de La Maladeta (alta conca de l'Esera) com a localitat tipus d'aquestes fases glacials recents.

A manca de datacions absolutes, i tenint en compte que a finals del segle XIX algunes glaceres estaven en contacte amb aquests cordons morrènics, les Fases històriques s'han atribuït clàssicament a la Petita Edat del Gel (segles XVII a XIX).

VIII.3. Els complexos glàcio-lacustres dels Pirineus.

L'estudi dels complexos glàcio-lacustres és un element clau de cara a determinar l'evolució dels Pirineus durant el darrer cicle glacial (vegeu el quadre de la figura VIII.1).

VIII.3.1. El complex proglacial del Seminari de Vilaller.

El complex del Seminari de Vilaller és el resultat del reblliment d'un llac proglacial que es va formar degut al barratge produït per l'arc morrènic frontal, corresponent a l'anomenada

Fase de glaceres de vall, de la glacera de la Noguera Ribagorçana. Tanmateix, el fons d'aquesta cubeta de barratge morrènic correspon a un paleorelleu del llit glacial que constitueix una petita depressió modelada, probablement, durant la *Fase de màxim glacial*.

Els resultats obtinguts en un sondeig mecànic (vegeu la figura IV.7) confirmen l'existència de sediments glàcio-lacustres i les interpretacions de dos sondatges elèctrics verticals realitzats amb anterioritat (Bordonau *et al.*, 1989).

Les datacions absolutes de les ritmites glàcio-lacustres, tot i que no presenten una interpretació unívoca, indiquen, en qualsevol cas, que l'edat de la *Fase de glaceres de vall*, clarament enmarcada en el període de la deglaciació, és anterior a 20000 anys BP.

VIII.3.2. Els complexos proglacials lligats a cubetes de sobreexcavació glacial.

Els sondatges elèctrics verticals han permès determinar la geometria i el rebliment sedimentari de les cubetes de sobreexcavació glacial de fons de vall de Barruera (vall de la Noguera de Tor), Bono (vall de la Noguera Ribagorçana), Benasc (vall de l'Esera) i Esterri d'Aneu (vall de la Noguera Pallaresa):

- Geometria de les cubetes. La profunditat màxima oscil·la entre 150 metres (cubeta de Barruera) i 400 metres (cubeta d'Esterri d'Aneu). Els perfils transversals mostren una morfologia de la vall en forma de com glacial. Els perfils longitudinals permeten diferenciar cubetes simples (Barruera, Bono i Esterri d'Aneu) i cubetes compostes (Benasc).
- Rebliment de les cubetes. Es diferencien tres unitats geoelectriques (vegeu la figura V.11):
 - La unitat inferior (70-200 $\Omega\cdot m$), interpretada com ritmites glàcio-lacustres, representa d'un 70 a un 85% del total de la seqüència sedimentària.
 - La unitat intermèdia (400-800 $\Omega\cdot m$), interpretada com sorres i graves flúvio-deltaiques, representa d'un 10 a un 25% del total de la seqüència sedimentària.
 - La unitat superior (100-1500 $\Omega\cdot m$), constituïda pels dipòsits al·luvials recents, representa, com a màxim, un 5% del total de la seqüència sedimentària.

Es proposen cinc etapes en l'evolució de les cubetes de sobreexcavació glacial (vegeu la figura V.20 i el quadre de la figura VIII.1):

- Etapa de formació de la cubeta. Aquesta etapa, de caracter erosiu, comprèn des de les *Fases d'estabilització pre-màxim* fins la *Fase d'estabilització post-màxim*. Tanmateix, l'acció erosiva de les glaceres assoleix la seva màxima intensitat durant la *Fase de màxim glacial*.
- Etapa de cubeta glàcio-lacustre proglacial. Les cubetes queden parcialment descobertes de glaç i comença la sedimentació en els llacs proglacials, en contacte amb el gel glacial. Aquesta etapa, amb una durada d'alguns centenars d'anys, en el cas de la cubeta de Bono, és lleugerament posterior a la *Fase de glaceres de vall*.
- Etapa de cubeta glàcio-lacustre distal. Les cubetes queden totalment descobertes de glaç i són alimentades, principalment, per aigües de fusió glacial. Comença la sedimentació del dipòsits glàcio-lacustres distals (Unitat inferior) i dels dipòsits flúvio-deltaics proximals (Unitat intermèdia).
- Etapa de cubeta lacustre. Les cubetes són alimentades per aports fluvials i torrencials i les aigües de fusió glacial deixen de tenir un paper rellevant. Continua la sedimentació de les unitats inferior i intermèdia fins el rebliment total de les cubetes.
- Etapa al·luvial. Un cop reblertes les cubetes comença la sedimentació al·luvial recent (Unitat superior).

VIII.3.3. El complex juxtaglacial de Llestui.

El complex de Llestui és el resultat del rebliment d'un llac juxtaglacial degut al barratge de les conques torrencials del Clot i de Malmarrui per part de la glacera de Llauset, afluent de la glacera de la Noguera Ribagorçana.

L'estudi de les unitats sedimentàries d'aquest complex (Unitats glacial, glàcio-lacustre i al·luvial), permet establir el model deposicional de l'ambient glàcio-lacustre juxtaglacial de Llestui (vegeu la figura VI.10) i caracteritzar els principals processos que contribueixen al seu rebliment:

- Processos relacionats amb les inestabilitats (moviments de massa) dels vessants, subaèris o subaquàtics, que limiten la cubeta glàcio-lacustre.
- Processos relacionats amb els aports d'aigües de fusió de procedència supraglacial i subglacial i, principalment, amb els aports d'aigües flúvio-torrencials provinents de les conques dels torrents del Clot i de Malmarrui.
- Processos relacionats amb l'existència estacional (o fins i tot plurianual) d'una capa de glaç a la superfície del llac de Llestui.

L'obturació del drenatge dels torrents del Clot i de Malmarrui per part de la glacera de Llauset va començar durant les *Fases d'estabilització pre-màxim*. Tanmateix, els sediments que configuren l'actual complex sedimentari corresponen a la *Fase d'estabilització post-màxim*. Cal remarcar que, tot i que aquesta fase s'anomena d'estabilització, la glacera de Llauset experimenta lleugeres pulsacions d'avenç i de retrocés que queden enregistrades en les característiques sedimentològiques i micromorfològiques dels dipòsits del complex de Llestui.

Les datacions de les ritmites glàcio-lacustres de Llestui forneixen edats superiors a 34000 anys BP (Vilaplana 1983 a i b) i fins i tot edats, encara provisionals, superiors a 40000 anys BP (Fontugne, com.pers.).

VIII.3.4. El complex juxtaglacial de Cerler.

El complex juxtaglacial de Cerler és el resultat de l'obturació del drenatge de les conques glacials de Remáscaro i d'Ampru per part de la glacera de l'Esera.

Les característiques sedimentològiques i micromorfològiques de les diferents unitats del complex de Cerler (Unitats inferior -trams inferior i superior-, intermèdia i superior, vegeu la figura VII.4), permeten reconstruir l'evolució paleoambiental d'aquest complex diferenciant els següents episodis (vegeu les figures VII.13 i VII.14 i el quadre de la figura VIII.1):

- El primer llac juxtaglacial de Cerler. Aquest període correspon a la sedimentació del tram inferior de la unitat inferior durant les *Fases d'estabilització pre-màxim*. La glacera de l'Esera obstrueix el drenatge de les conques glacials de Remáscaro i d'Ampru donant lloc a la formació d'un llac juxtaglacial.

- La progressió de les glaceres de l'Esera, Remáscaro i d'Ampriu. Aquest període correspon a la sedimentació del tram superior de la unitat inferior durant la *Fase de màxim glacial*. Es produeix la connexió de les glaceres locals de Remáscaro i d'Ampriu amb la glacera principal de l'Esera, fet que determina la deformació glàcio-tectònica observada en els dipòsits del tram inferior.

- El segon llac juxtaglacial de Cerler. Aquest període correspon a la sedimentació de la unitat intermèdia durant la *Fase d'estabilització post-màxim*. Degut al lleuger retrocés que experimenten les glaceres es produeix la desconexió i la formació d'un nou llac juxtaglacial

- La progressió de les glaceres de Remáscaro i d'Ampriu. Aquest període correspon a la sedimentació de la unitat superior. Els cordons morrènics permeten diferenciar tres posicions dels fronts glacials que corresponen, molt probablement, a la *Fase de glaceres d'altitud* i, concretament, a l'*Episodi de glaceres de vall en altitud*. Després d'un retrocés important dels aparells glacials respecte al període anterior, les lleugeres oscil·lacions climàtiques durant els darrers moments de la deglaciació determinen una ràpida resposta de les glaceres locals de Remáscaro i d'Ampriu.

Per tant, la seqüència sedimentària del complex de Cerler constitueix un registre més o menys continu que comprèn des de les *Fases d'estabilització pre-màxim* fins l'anomenada *Fase de glaceres d'altitud*.

VIII.4. Conclusions finals.

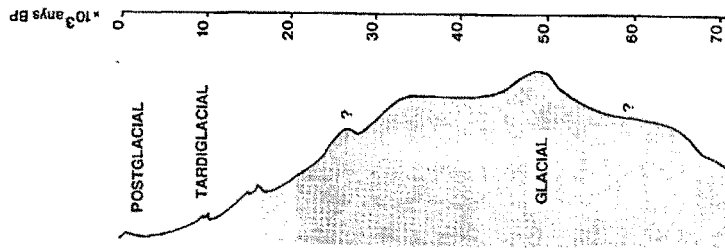
En aquest treball s'ha presentat una síntesi regional de les fases glacials corresponents al darrer cicle glacial als Pirineus i, al mateix temps, s'ha proposat una cronologia absoluta per cadascuna d'aquestes fases:

- Les *Fases d'estabilització pre-màxim* són anteriors a 50000 anys BP.
- La *Fase de màxim glacial* se situa entre 45000-50000 anys BP.
- La *Fase d'estabilització post-màxim* se situa entre 31000-45000 anys BP.
- La *Fase de glaceres de vall* és anterior a 26000 anys BP.
- La *Fase de glaceres d'altitud* se situa entre 13000-16000 anys BP.
- La *Fase de glaceres rocalloses* se situa entre 10000-11000 anys BP.
- La *Petita Edat del Gel* se situa entre 100-300 anys BP.

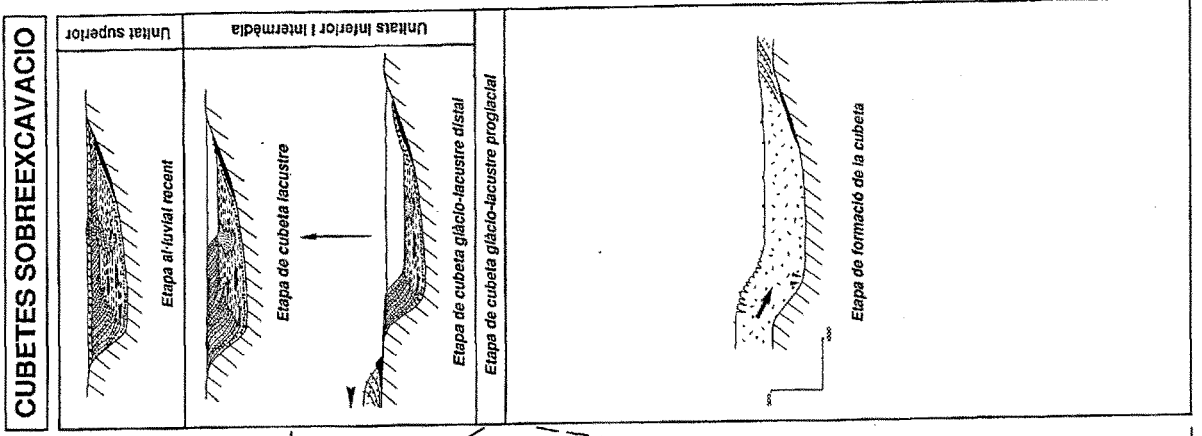
Per altra part, s'han descrit els principals tipus d'ambients glàcio-lacustres relacionats amb el glacialisme pirinenc a partir de l'estudi d'uns complexos sedimentaris, proglacials i juxtaglacials, escollits com a localitats tipus (Seminari de Vilaller; Cubetes de Barruera, Bono, Benasc i Esterri d'Aneu; Llestui; Cerler).

Els resultats obtinguts poden sintetitzar-se, d'una manera breu, en el quadre de la figura VIII.1 que relaciona la cronologia de les fases del darrer cicle glacial als Pirineus amb les seqüències i l'evolució dels diferents complexos glàcio-lacustres estudiats.

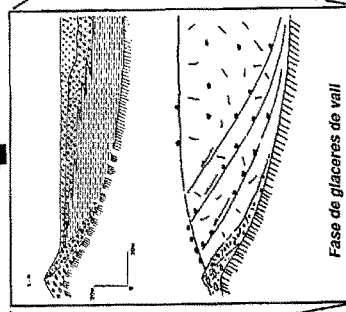
Les dades de les que hom disposa actualment confirmen que els Pirineus, durant el darrer màxim glacial a nivell global, ja haurien experimentat una important deglaciació sense que s'enregistri cap avenç significatiu de les glaceres pirinenques al voltant dels 20000-18000 anys BP. Els resultats obtinguts als Pirineus, així com els resultats obtinguts per Seret *et al.* (1990) al massís dels Vosgos, posen en qüestió la universalitat absoluta i la sincronia del darrer màxim glacial, si més no en certes àrees continentals. No hi ha dubte del màxim criosfèric a nivell global, però és evident que la dinàmica d'alguns sistemes glacials en serralades aïllades dels grans casquets continentals i situades a latituds mitjanes, pot ésser diacrònica.



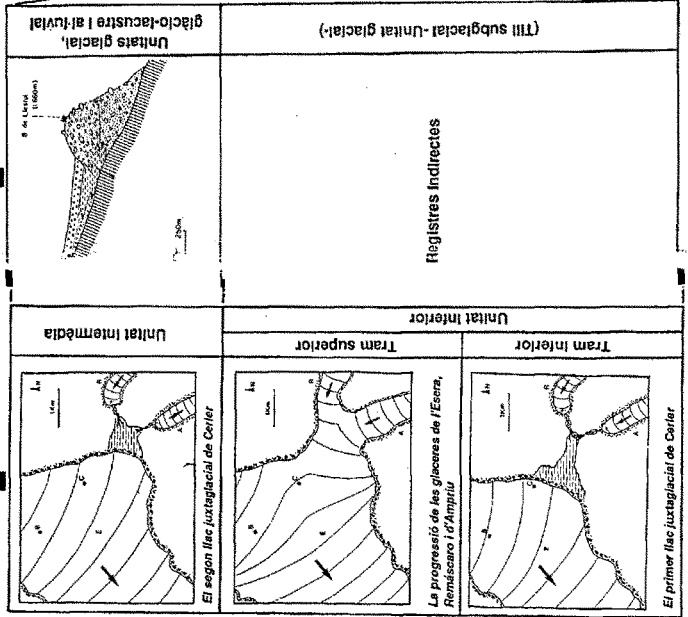
HOLOCE	Petit Edat del Gel
	Fases Postglacials
PLEISTOCÈ	Fase de glaceres rocalloses
	Fase de glaceres d'altitud
	Fase de glaceres de vall
	Fase d'estabilització post-màxim
	Fase de màxim glacial
	Fases d'estabilització pre-màxim



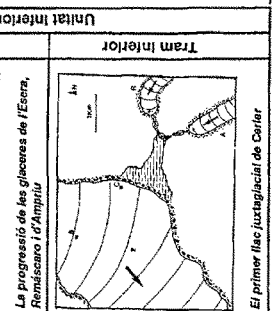
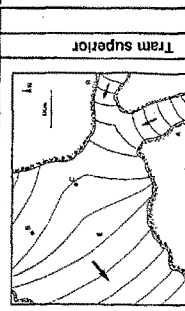
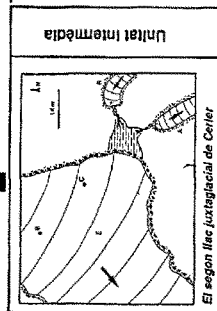
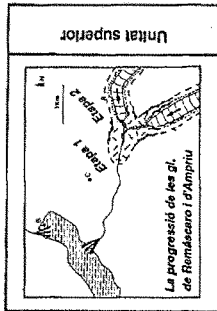
SEMINARI VILALLER



LLESTUI



CERLER



BIBLIOGRAFIA

IX. BIBLIOGRAFIA

- Agudo, C.; Serrano, E.; Martínez de Pisón, E. (1989).- El glaciar rocoso activo de Los Gemelos en el macizo del Posets (Pirineo Aragonés), *Cuaternario y Geomorfología*, 3(1-4): 83-91.
- Alimen, H. (1957).- Formation de Lannemezan.- Lexique stratigr. internat.:Europe, CNRS, Paris, 1, 4b: 38-44.
- Alimen, H. (1964).- Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. *Mémoires du Service de la Carte Géologique de France*, París, 394pp.
- Alimen, H.; Solé Sabarís, L.; Virgili, C. (1957).- Comparaison des formations glaciaires des versants N et S des Pyrénées. *Res. Com. Vème Congrès INQUA*, Madrid-Barcelona.
- Allen, J.R.L. (1968).- The diffusion of grains in the lee of ripples, dunes and sand deltas. *Journal Sedimentary Petrology*, 38: 621-632.
- Andrieu, V. (1989).- Arret 5: La série glaciolacustre de Barbazan, *In*: Hubschman, J.; Jalut, G. (Eds.): *Glaciaire pyrénéen, versant nord/versant sud (Ossau-Gállego, Garonne-Noguera Ribagorçana)*. *Paléoenvironnements du Pléistocène supérieur et de l'Holocène*. A.F.E.Q., pp. 36-45.

- Andrieu, V. (1991).- *Dynamique du paléoenvironnement de la vallée montagnarde de la Garonne (Pyrénées centrales, France) de la fin des temps glaciaires à l'Actuel*. Thèse 3e Cycle, Institut de Géographie, Univ. Toulouse.
- Andrieu, V.; Hubschman, J.; Jalut, G.; Hérail, G. (1988).- Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs: application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 1988-2/3: 55-67.
- Angely, G. (1967).- Anciens glaciers rocheux dans l'Est des Pyrénées centrales. *Rev. géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 38: 5-28.
- Ashley, G.M. (1975).- Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut, *In: Jopling, A.V.; McDonald, B.C. (Eds): Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, 23: 304-320.
- Ashley, G.M. (1988).- Classification of glaciolacustrine sediments, *In: Goldthwait, R.P.; Matsch, C.L. (Eds): Genetic classification of glacial deposits*, A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 243-260.
- Barnola, J.M.; Raynaud, D.; Korotkevich, Y.S.; Lorius, C. (1987).- Vostok ice cores provides 160.000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 329: 408-414.
- Bartlein, P.J.; Prentice, I.C. (1989).- Orbital variations, climate and palaeoecology, *TREE*, 4(7): 195-199.
- Barrère, P. (1963).- La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 5: 516-526.
- Bates, Ch.C. (1953).- Rational theory of delta formation, *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 37: 2119-2162.
- Banerjee, I.; McDonald, B.C. (1975).- Nature of esker sedimentation, *In: Jopling, A.V.; McDonald, B.C. (Eds): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, 23: 132-154.
- Berger, A.L. (1978).- Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 9: 139-167.
- Boissevain, H. (1934).- Etudes géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Segre (Pyrénées Catalanes). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 66: 35-170.
- Bordonau, J. (1985).- *Estudi geomorfològic del sector sudoccidental de la Vall d'Aran. L'evolució quaternària de les valls dels rius Jòeu i Nere*. Tesi de Llicenciatura, Dpt. de Geomorfologia i Tectònica, Universitat de Barcelona, 141pp., inèdita.
- Bordonau, J. (1987).- El glaciariismo cuaternario en la cuenca del río Nere (Val d'Aran, Pirineos Centrales). *Actas de la VII Reunión del Cuaternario Ibérico, AEQUA*, Santander: 163-166.

- Bordonau, J. (1992, en premsa).- The ice-lateral till complex of Cerler (Esera valley, Central Southern Pyrenees, Spain). *Quaternary International*.
- Bordonau, J.; Brú, J.; Serrat, D.; Vilaplana, J.M. (1987).- Ice-lateral till complexes in Central Pyrenees (Spain). *Abstracts XIIIth INQUA International Congress, Ottawa*.
- Bordonau, J.; Pous, J.; Queralt, P.; Vilaplana, J.M. (1989).- Geometría y depósitos de las cubetas lacustres del Pirineo. *Estudios Geológicos*, 45, 1/2: 71-79.
- Bordonau, J.; Serrat, D.; Vilaplana, J.M. (1992, en premsa).- Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. In: Cearreta, A.; Ugarte, F.M. (Eds.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*, pp. 301-310.
- Boulton, G.S.; Eyles, N. (1979).- Sedimentation by valley glaciers: a model and genetic classification. In: Schlüchter, Ch. (Ed.): *Moraines and varves*, A.A.Balkema, pp. 11-23, Rotterdam.
- Brewer, R. (1976).- *Fabric and mineral analysis of soils*. R.E.Krieger Publ. Com., Huntington, New York, 482pp.
- Brodzikowski, K.; Van Loon, A.J. (1983).- Sedimentology and deformational history of unconsolidated Quaternary sediments of the Jaroszów zone (Sudetic Foreland). *Geologia Sudetica*, 18(1): 123-195.
- Brú, J. (1985).- *Estudi geomorfològic: El modelatge glacial d'un sector del Pirineu Central (Valls Ferrera i de Cardós)*. Tesi Doctoral, Dpt. de Geografia, Universitat de Barcelona, 487pp., inèdita.
- Brú, J.; Gómez Ortiz, A.; Serrat, D.; Ventura, J.; Vilaplana, J.M. (1985).- Síntesis de la dinàmica glacial cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineu Catalán. *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico, GETC-GTPEQ*, Lisboa, vol.I: 165-183.
- Carter, R.M. (1975).- A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow and fluxoturbidites, *Earth Science Reviews*, 11: 145-177.
- Cearreta, A.; Ugarte, F.M. (Eds.) (1992, en premsa).- *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*.
- Clotet, N.; Gallart, F.; Tricart, J. (1984).- Manifestations glaciaires quaternaires dans le haut bassin du Llobregat (Pyrénées catalanes). *Acta Geològica Hispànica*, 19, 4: 249-265.
- Cohen, J.M. (1979).- Deltaic sedimentation in glacial Lake Blessington, County Wicklow, Ireland. In: Schlüchter, Ch. (Ed.), *Moraines and varves. Origin, genesis, classification*. A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 357-367.

- Cohen, J.M. (1983).- Subaquatic mass-flows in a high energy ice marginal environment and problems with the identification of flow tills. *In: Evenson, E.B.; Schlüchter, Ch.; Rabassa, J. (Eds.), Tills and related deposits.* A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 255-268.
- Charpentier, J. de (1841).- *Essai sur les anciens glaciers.*, 210pp., Lausanne.
- Chevalier, M. (1906).- Sur les glaciers pléistocènes dans les vallées d'Andorre et dans les hautes vallées espagnoles environnantes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 662.
- Derbyshire, E; Edge, M.J.; Love, M.A. (1985).- Soil fabric variability in some glacial diamicts. *In: Forde, M.C. (Ed.): Glacial Tills'85.* Proc. Int. Conf. Construction in Glacial Tills and Boulder Clays, Engineering Technics Press. Edinburgh, pp. 41-59.
- Donner, J.J.; Jungner, H. (1974).- Errors in the radiocarbon dating of deposits in Finland from the time of deglaciation. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 46: 139-144.
- Dreimanis, A. (1982).- INQUA Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits. Work Group 1: Genetic classification of tills and criteria for their differentiation: Progress report on activities 1977-1982, and definitions of glacial terms. *In: Schlüchter, Ch. (Ed.): INQUA Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, Report on activities 1977-1982*, pp. 12-31. ETH, Zürich.
- Duplessy, J.C.; Delibrias, G.; Turon, J.L.; Pujol, C.; Duprat, J. (1981).- Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: correlation with the palaeoclimatic evolution of the European continent, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 35: 121-144.
- Elson, J.A. (1980).- Project B-3: Glaciolacustrine. *In: Stankowski, W. (Ed.): Tills and glacial deposits*, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza W. Poznaniv, Seria Geografia NR 20, pp. 77-83.
- Elson, J.A. (1988).- Comment on glacitectorite, deformation till, and comminution till. *In: Goldthwait, R.P.; Matsch, C.L. (Eds): Genetic classification of glacial deposits*, A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 85-88.
- Evenson, E.B.; Schlüchter, Ch.; Rabassa, J. (Eds.) (1983).- *Tills and related deposits.* A.A.Balkema, Rotterdam, 454pp.
- Eyles, N. (Ed.) (1983).- *Glacial Geology. An Introduction for Engineers and Earth Scientist*, Pergamon Press, Oxford.
- Eyles, N.; Menzies, J. (1983).- The subglacial Landsystem, *In: Eyles, N. (Ed.): Glacial Geology. An Introduction for Engineers and Earth Scientist*, Pergamon Press, Oxford, pp.19-70.
- Eyles, N.; Miall, A.D. (1984).- Glacial facies. *In: Walker, R.G. (Ed.): Facies models*, Geological Assoc. of Canada, pp.15-38.

- Eyles, N.; Eyles, C.H.; Miall, A.D. (1983).- Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences, *Sedimentology*, 30: 393-410.
- Fontboté, J.M. (1991).- Reflexions sobre la tectònica dels Pirineus, *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, Tercera època, núm.889, vol.L, núm.7: 307-352.
- Fontboté, J.M.; Solé Sabarís, L.; Alimen, H. (1957).- Livret guide de l'excursion N.Pyrénées. *INQUA, Vème Congr. Int.*. Madrid-Barcelona, 107pp.
- Fontboté, J.M.; Muñoz, J.A.; Santanach, P. (1986).- On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern sections of the belt, *Tectonophysics*, 129: 291-301.
- Frank, H. (1979).- Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers, *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 29: 77-99.
- Frödin, J. (1927).- Glacials Former i Pyrenéenna. *Meddelanden Fran Lunds Universitets Geografiska Ins.*, C, 26: 156pp.
- Furdada, G. (1988).- *Estudi geomorfològic de la vall d'Assua i marge dret de la Ribera de Sort*. Tesi de Llicenciatura, Dpt. de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona, 182pp., inèdita.
- Furdada, G.; González, A.; Lobo, A.; Palá, V.; Vilaplana, J.M. (1986).- Estudio cartográfico y morfométrico de los glaciares actuales del Pirineo español. *In: Solé Sugrañes, Ll. (Ed.): I Reunión Científica. Grupo de trabajo en Teledetección*, Barcelona, pp.117-120.
- García Ruiz, J.M. (1992, en premsa).- *Mapa geomorfològic de Benasque (Huesca). Hoja 180. Escala 1:50000*, Geoforma Ediciones, Logroño.
- ↗ García Sainz, L. (1935).- Morfología glacial y periglacial de la región de la Noguera. *Bol. Soc. Geogr. Nac.*, 75, 54: 64-110.
- Goldthwait, R.P.; Matsch, C.L. (Eds) (1988).- *Genetic classification of glaciogenic deposits*, A.A.Balkema, Rotterdam, 294pp.
- Gómez Ortiz, A. (1980).- *Estudio geomorfològic del Pirineo Catalán: Morfogénesis glacial y periglacial de los altos niveles y vertientes meridionales de los macizos de Calmquerdós, Tossa Plana de Lles y Port Negre (Cerdanya-Alt Urgell)*. Tesi Doctoral, Dpt. de Geografia, Universitat de Barcelona, 495pp. (Publicada l'any 1987: *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de La Cerdanya i l'Alt Urgell*, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 161pp.).

- Gómez Ortiz, A. (1987).- *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de La Cerdanya i l'Alt Urgell*, Generalitat de Catalunya - Departament de Política Territorial i Obres Públiques, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 161pp.
- Gourinard, Y. (1971).- Les moraines de la basse vallée du Carol entre Latour et Puigcerda (Pyrénées orientales franco-espagnoles). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 272: 3112-3115.
- Guenthon, C.; Barnola, J.M.; Raynaud, D.; Lorius, C.; Jouzel, J.; Barkov, N.I.; Korotkevich, Y.S.; Kotlyakov, V.M. (1987).- Vostok ice-core: climate response to CO₂ and orbital forcing changes over the last climatic cycle, *Nature*, 329: 414-418.
- Gustavson, T.C. (1975).- Sedimentation and Physical limnology in proglacial Malaspina Lake, Southeastern Alaska, *In: Jopling, A.V.; McDonald, B.C. (Eds.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Min., Tulsa, 23: 249-263.
- Gutiérrez, M.; Peña, J.L. (1981).- Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua (Pirineo de Lérida). *Boletín Geológico y Minero*, 92, 2: 11-20.
- Hamilton, G.S. (1988).- The development, age and present status of a rock glacier in the Posets Massif. Spanish Pyrenees. *Pirineos*, 131: 43-56.
- Hazera, J. (1980).- Les moraines frontales quaternaires. Divers aspects et signification quant a l'extension glaciare. Exemples pris dans les Pyrénées françaises et espagnoles. *Munibe*, XXXII, 3-4: 195-205.
- Hérail, G.; Jalut, G. (1986).- L'obturation de Sost (Haute Garonne): données nouvelles sur le paléoenvironnement de la phase de progression glacier würmien dans les Pyrénées centrales. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 303, 2, 8: 743-748.
- Hérail, G.; Hubschman, J.; Jalut, G. (1987).- Quaternary glaciation in the French Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 5: 397-402.
- Hétu, B.; Gangloff, P. (1989).- Dépôts glaciaires du Pleistocène inférieur sur le piémont nord des Pyrénées Atlantiques. *Z. Geomorph. N. F.*, 33, 4: 385-403.
- Hubschman, J. (1973).- Etablissement par l'étude des faciès d'altération d'un schéma stratigraphique du Quaternaire garonnais et ariégeois. *C. R. Acad. Sc. Paris*, D 277: 753-755.
- Hubschman, J. (1984).- Glaciaire ancien et glaciaire récent: analyse comparée de l'altération des moraines terminales nord-pyrénéennes. *Rev. géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*: 312-332.
- Hubschman, J.; Jalut, G. (Eds.) (1989).- *Glaciaire pyrénéen, versant nord/versant sud (Ossau-Gállego, Garonne-Noguera Ribagorçana). Paléoenvironnements du Pléistocène supérieur et de l'Holocène*. A.F.E.Q.

- Husen, D. van (1979).- Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefter Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen, *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 29: 9-22.
- Icole, M. (1969).- Age et nature de la formation dite "de Lannemezan". *Rev.géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 40, 2: 157-170.
- Jalut, G. (1989).- Arret 5: L'obturation de Sost (Haute Garonne), *In: Hubschman, J.; Jalut, G. (Eds.): Glaciaire pyrénéen, versant nord/versant sud (Ossau-Gállego, Garonne-Noguera Ribagorçana). Paléoenvironnements du Pléistocène supérieur et de l'Holocène. A.F.E.Q., pp.45-49.*
- Jalut, G.; Delibrias, G.; Dagnac, J.; Mardones, M.; Bouhours, M. (1982).- A palaeoecological approach to the last 21,000 years in the Pyrenees: the peat bog of Freychinède (alt. 1350m, Ariège, South France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 40: 321-359.
- Jalut, G.; Andrieu, V.; Delibrias, G.; Fontugne, M.; Pagès, P. (1988).- Palaeoenvironment of the valley of Ossau (western French Pyrenees) during the last 27000 years. *Pollen et Spores*, 30, 3-4: 357-394.
- Jalut, G.; Montserrat Martí, J.; Fontugne, M.; Delibrias, G.; Vilaplana, J.M.; Julià, R. (1992, en premsa).- Glacial to Interglacial vegetation changes in northern and southern Pyrenees: deglaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews*.
- Jerz, H. (1979).- Die quartären Ablagerungen im übertieften Wolfratshausener Zungenbecken (Oberbayern), *In: Schlüchter, Ch. (Ed.): Moraines and varves. Origin, Genesis, Classification, A.A.Balkema, Rotterdam, pp.257-260.*
- Jasper, J.P.; Hayes, J.M. (1990).- A carbon-isotopic record of CO₂ levels during the Late Quaternary. *Nature*.
- Jopling, A.V.; McDonald, B.C. (Eds) (1975).- *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, 23.
- Lambert, A.M.; Hsü, K. (1979).- Varve-like sediments of the Walensee, Switzerland. *In: Schlüchter, Ch. (Ed.), Moraines and varves. Origin, genesis, classification. A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 287-294.*
- Ludlam, S.D. (1979).- Rhythmite deposition in lakes of the northeastern United States. *In: Schlüchter, Ch. (Ed.), Moraines and varves. Origin, genesis, classification. A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 295-302.*
- Mallada, L. (1878).- *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*, Mem. mapa geol. España, Madrid.

- Maltman, A.J. (1977).- Some microstructures of experimentally deformed argillaceous sediments. *Tectonophysics*, 39: 417-436.
- Maltman, A.J. (1988).- The importance of shear zones in naturally deformed wet sediments. *Tectonophysics*, 145: 163-175.
- Mardones, M. (1982).- *Le Pléistocène supérieur et l'Holocène du piémont de Lourdes: le gisement de Biscaye (Hautes Pyrénées). Etude palynologique, sédimentologique et géomorphologique*. Thèse 3e Cycle, Univ. Toulouse le Mirail, 100pp.
- Mardones, M.; Jalut, G. (1983).- La tourbière de Biscaye (alt. 409m, Hautes Pyrénées): approche paléoécologique des 45.000 dernières années. *Pollen et Spores*, 25, 2: 163-212.
- Martí Bono, C.E. (1977).- Altos valles de los ríos Aragón y Gállego. *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 6: 337-348.
- Martí Bono, C.E.; Serrat, D.; González, C. (1978).- Los fenómenos glaciares en la vertiente meridional de los Pirineos. *Actas V Coloquio de Geografía*, Granada, pp. 67-74.
- Martí Riba, J. (1980).- *Morfologia glacial i periglacial de la Ribera de Sant Nicolau (Alta Ribagorça). Iniciació a l'estudi de la dinàmica actual*. Tesi de Llicenciatura, Dpt. de Geografia, Universitat de Barcelona, 129pp., inèdita.
- Martí Soler, M. (1988).- *Estudi geomorfològic del massís central de la Vall d'Aran (Pirineu Central)*. Tesi de Llicenciatura, Dpt. de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional, Universitat de Barcelona, 194pp., inèdita.
- Martí Soler, M.; Serrat, D. (1990).- Los glaciares rocosos del Pirineo catalán: primeros resultados. *Actas de la I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, vol. I: 191-201.
- Martínez de Pisón, E. (1989).- Morfología glacial del valle de Benasque (Pirineo aragonés), *Ería*, 1989: 51-64.
- Martínez de Pisón, E. (1991).- *El valle de Benasque. Estudio geomorfológico*. Serie de Investigación Científica, Instituto de Estudios Altoaragoneses, Huesca.
- Martínez de Pisón, E.; Arenillas, M. (1988).- Los glaciares actuales del Pirineo español, *In: La nieve en el Pirineo Español*, MOPU, Madrid, pp. 29-98.
- Martinson, D.G.; Pisias, N.G.; Hays, J.H.; Imbrie, J.; Moore, T.C.; Shackleton, N.J. (1987).- Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29.
- Mattauer, M.; Séguet, M. (1971).- Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne, *In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Ed. Technip, París, IV.4: 1-24.
- Matter, A.; Dessolin, D.; Sturm, M.; Süssstrunk, A.E. (1973).- Reflexionsseismische Untersuchung des Brienersees, *Eclog. geol. Helv.*, 66: 71-82.

- Matthews, W.H. (1956).- Physical limnology and sedimentation in a glacial lake, *Bull. geol. Soc. Am.*, 67: 537-552.
- Meer, J.J.M.van der (1987).- Micromorphology of glacial sediments as a tool in distinguishing genetic varieties of tills. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 3:77-89.
- Meer, J.J.M.van der (1992, en premsa).- Micromorphology. In: Menzies, J. (Ed.): *Glacial environments: Processes, sediments and landforms*, Pergamon, Cap.24.
- Meer, J.J.M.van der; Rappol, M.; Semeijn, J.N. (1983).- Micromorphological and preliminary X-ray observations on a basal till from Lunteren, The Netherlands. *Acta Geològica Hispànica*, 18: 199-205.
- Mey, P.H.W. (1968).- The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera Valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse. Geol. Mededel.*, 41: 153-220.
- Mey, P.H.W. (1968).- Geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse. Geol. Mededel.*, 41: 229-292.
- Mianes, A. (1955).- Les anciens glaciers des Pyrénées garonnaises, *Pirineos*, XI, 35-38: 5-76.
- Montserrat Martí, J. (1985).- *Estudi del Pleistocè superior i de l'Holocè en el reblliment sedimentari de l'Estany de Llauset (Pirineu Ribagorçà)*, Tesi de Llicenciatura, Dpt. de Geomorfologia i Tectònica, Universitat de Barcelona, 73pp., inèdita.
- Montserrat Martí, J. (1991).- *Evolució glacial y postglacial del clima y la vegetació en la vertiente Sur del Pirineo: Estudio palinológico*, Tesi Doctoral, Dpt. Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona, 115pp. (Publicada l'any 1992, en premsa: Monografia del Instituto Pirenaico de Ecología, C.S.I.C., Jaca).
- Montserrat Martí, J. (1992, en premsa).- *Evolució glacial y postglacial del clima y la vegetació en la vertiente Sur del Pirineo: Estudio palinológico*, Monografia del Instituto Pirenaico de Ecología, C.S.I.C., Jaca.
- Moya, J.; Vilaplana, J.M. (1992, en premsa).- Tectónica reciente en el Macizo de La Maladeta, Sector del Alto Esera (Pirineo Central). In: Cearreta, A.; Ugarte, F.M. (Eds.): *The Late Quaternary in the Western Pyrenean Region*.
- Muñoz, J.A. (1992, en premsa).- Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-Section, In: *Thrust tectonics*, Edit.McClay, Unwin and Hyman.
- Muñoz, J.A.; Puigdefàbregas, C.; Fontboté, J.M. (1983).- El ciclo alpino y la estructura tectónica del Pirineo. In: Comba, J.A. (Coord.): *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, IGME, Madrid, vol.II: 185-205.
- Murphy, C.P. (1986).- *Thin section preparation of soils and sediments*. AB Academic, Berkhamsted, 149pp.

- Nussbaum, F. (1946).- Orographische un morphologische untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. *Jahresbericht des Geogr. Ges. von Bern*, 35-36: 245pp.
- Obermaier, H. (1921).- Die eiszeitliche Verglerscherung Spaniens. *Peternanss Geogr. Mitt.*, Leipzig, pp.158-162.
- Olsson, I.U. (1986).- Radiometric dating. In: Berglund, B.E. (Ed.): *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. John Wiley & Sons, pp.273-312.
- Orellana, E. (1972).- *Prospección Geoeléctrica por corriente continua*, Paraninfo, Madrid, 523pp.
- Østrem, G. (1975).- Sediment transport in glacial meltwater streams. In: Jopling, A.V.; McDonald, B.C. (Eds): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Spec. Publs. econ. Paleont. Miner., Tulsa, 23: 101-122.
- Panzer, W. (1932).- Die eiszeitlichen Endmorränen von Puigcerda (Ostpyrenäen). *Zeit. fur Gletscherkunde*, 18: 411-421.
- Penck, A. (1883).- Die Eiszeit in der Pyrenäen. *Mitteilungen des Vereins für Erdkunde*, Leipzig, pp. 163-231.(Trad. francesa de L.B.: La période glaciaire dans les Pyrénées, *B.S.M.N.*, XIX: 105-200, Toulouse, 1885).
- Penck, A.; Brückner (1909).- *Die Alpen im Eiszeitalter*, Tauchnitz, Leipzig.
- Pous, J. (1983).- *Aplicaciones de la Inversión Generalizada a la Interpretación de sondeos geoeléctricos*, Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona, 159pp., inèdita.
- Pous, J.; Marcuello, A.; Queralt, P. (1987).- Resistivity inversion with a priori information, *Geophysical Prospecting*, 35: 590-603.
- Queralt, P. (1989).- *Modelització d'estructures bidimensionals per prospecció elèctrica en corrent continu*, Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona, 194pp., inèdita.
- Queralt, P.; Pous, J.; Marcuello, A. (1989).- Modelización de estructuras bidimensionales en prospección eléctrica mediante el método de los elementos finitos, *Revista de Geofísica*, 45: 3-14.
- Raukas, A.; Mickelson, D.M.; Dreimanis, A. (1978).- Methods of till investigation in Europe and North America. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 1: 285-294.
- Raukas, A.; Haldorsen, S.; Mickelson, D.M. (1988).- On the comparison and standardization of investigation methods for the identification of genetic varieties of glacial deposits. In: Goldthwait, R.P.; Matsch, C.L. (Eds.): *Genetic classification of glacial deposits*, A.A.Balkema, Rotterdam, pp.211-216.
- Ríos, L.M. (1977).- El paso Devoniano-Carbonífero y las atribuciones erróneas al carbonífero en los ríos Esera y Baliera, *Bol. Geol. Min. España*, 88(4): 300-305.

- Rose, J.; Schlüchter, Ch. (Eds) (1989).- *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?*, A.A.Balkema, Rotterdam.
- Ruddiman, W.F.; McIntyre, A. (1981).- The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 35: 145-214.
- Ruddiman, W.F.; McIntyre, A. (1981).- Oceanic mechanisms for amplification of the 23000-year ice-volume cycle, *Science*, 212: 617-627.
- Rust, B.R.; Romanelli, R. (1975).- Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. In: Jopling, A.V.; McDonald, B.C. (Eds.): *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, Spec. Publs. Soc. Econ. Paleont. Min., Tulsa, 23: 177-192.
- Schlüchter, Ch. (1977).- Grundmoräne versus Schlammmoräne - two types of lodgement till in the Alpine Foreland of Switzerland. *Boreas*, 6: 181-188.
- Schlüchter, Ch. (1979).- Übertiefe Talabschnitte im Berner Mittelland zwischen Alpen und Jura (Schweiz), *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 29: 101-113.
- Schlüchter, Ch. (Ed.) (1979).- *Moraines and varves. Origin, genesis, classification*. A.A.Balkema, Rotterdam, 441pp.
- Seiler, K.P. (1979).- Glazial übertiefe Talabschnitte in den Bayerischen Alpen, *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 29: 35-48.
- Seret, G.; Dricot, E.; Wansard, G. (1990).- Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346: 453-456.
- Serrano, E.; Agudo, C. (1988).- La deglaciación del valle de los Ibones Azules (Panticosa). Estudio glaciomorfológico. *Cuaternario y Geomorfología*, 2, 1/4: 115-123.
- Serrano, E.; Rubio, V. (1989).- El glaciar rocoso activo de Las Argualas, Pirineo Aragonés, *Ería*, 19-20: 195-198.
- Serrat, D. (1977).- *Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal-Costabona)*. Tesis Doctoral, Dpt. de Geomorfología i Tectònica, Universitat de Barcelona, 222pp., inèdita.
- Serrat, D. (1979).- Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees. In: Schlüchter, Ch. (Ed.), *Moraines and varves. Origin, genesis, classification*. A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 132-144.
- Serrat, D. (1980).- Estudio geomorfológico del Pirineo Oriental (Puigmal-Costabona). *Notes de Geografia Física*, 2: 39-55.
- Serrat, D. (1983).- Evolución morfológica durante el Cuaternario, In: Comba, J.A. (Coord.): *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, IGME, Madrid, vol.II: 608-610.
- Serrat, D. (1992, en premsa).- *Història Natural dels Països Catalans*.
- Serrat, D. i Col·laboradors (1980).- Catálogo de los glaciares de la Península Ibérica. *Notes de Geografia Física*, 3: 35-53.

- Serrat, D.; Vilaplana, J.M.; Martí Bono, C.E. (1983).- Some depositional models of glaciolacustrine environment in Southern Pyrenees. *In: Evenson, E.B.; Schlüchter, Ch.; Rabassa, J. (Eds.), Tills and related deposits.* A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 132-144.
- Shackelton, N.J.; Opdyke, N.D. (1973).- Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale, *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Shaw, J. (1975).- Sedimentary successions in Pleistocene ice-marginal lakes. *In: Jopling, A.V.; McDonald, B.C. (Eds): Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, 23: 281-303.
- Shaw, J. (1977).- Sedimentation in an alpine lake during deglaciation, Okanagan valley, British Columbia, Canada, *Geogr. Ann.*, 59A: 221-240.
- Shaw, J.; Archer, J. (1978).- Winter turbidity deposits in Late Pleistocene glaciolacustrine varves, Okanagan valley, British Columbia, Canada, *Boreas*, 7: 123-130.
- Shaw, J.; Archer, J. (1979).- Deglaciation and glaciolacustrine sedimentation conditions, Okanagan Valley, British Columbia, Canada. *In: Schlüchter, Ch. (Ed.): Moraines and varves. Origin, Genesis, Classification.* A.A.Balkema, Rotterdam, pp.347-355.
- Solé Sabarís, Ll. (1951).- *Los Pirineos. El medio y el hombre.* Ed. Marín, Barcelona, 627pp.
- Solé Sabarís, Ll. (1968).- *Geografia de Catalunya. Vol. 1.* Ed. Aedos, Barcelona, 666pp.
- Sturm, M.; Matter, A. (1978).- Turidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 2: 147-168.
- Taillefer, F. (1969).- Les glaciations des Pyrénées. *Etudes franç. Quater.*, VII Congrès International INQUA, París., pp. 19-32.
- Tchalenko, J.S. (1968).- The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. *Tectonophysics*, 6: 159-174.
- Turner, C.; Hannon, G.E. (1988).- Vegetational evidence for late Quaternary climatic changes in southwest Europe in relation to the influence of the North Atlantic Ocean, *Phil. Trans. R. Soc. London*, B 318: 451-485.
- Ventura, J. (1983).- *Geomorfologia de la vall d'Espot (Pallars Sobirà, Pirineu Central).* Tesi de Llicenciatura, Dpt. de Geografia, Universitat de Barcelona, 231pp., inèdita.
- Ventura, J. (1986).- La vall de Son. *Revista Catalana de Geografia*, 1, 2: 57-69.
- Venzo, G.A. (1979).- Glaziale Übertiefung und postglaziale Talverschüttung im Etschtal im Raun von Trient (Italien), *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 29: 115-121.
- Viers, G. (1961).- Le glaciare du massif du Carlit (Pyrénées Orientales) et ses enseignements. *Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 32: 5-33.

- Vilaplana, J.M. (1979).- *Estudi del Glacialisme de les valls de la Valira d'Ordino i d'Arinsal (Andorra)*. Tesi de Llicenciatura, Dpt. de Geomorfologia i Tectònica, Universitat de Barcelona. (Publicada l'any 1984: *Arxius de la Secció de Ciències*, LXXII; Institut d'Estudis Catalans, Barcelona, 84pp.).
- Vilaplana, J.M. (1981).- El método de trabajo utilizado en el estudio del glaciario cuaternario del Pirineo y su posible aplicación en las sierras Galaico Portuguesas. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2: 275-288.
- Vilaplana, J.M. (1983a).- *Estudi del glacialisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça*. Tesi Doctoral, Dpt. de Geomorfologia i Tectònica, Universitat de Barcelona, 322pp.
- Vilaplana, J.M. (1983b).- Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees). *Acta Geològica Hispànica*, 18, 3/4: 217-233.
- Vilaplana, J.M. (1983c).- Sobre la geomorfologia de la Vall de Llauset: Pirineu Ribagorçà. *Rev. Inv. Geològiques*, 36: 97-120.
- Vilaplana, J.M. (1984a).- Identificación de zonas inestables en los altos valles del Pirineo Ribagorzano (Noguera Ribagorzana y Noguera de Tor). *Inestabilidad de laderas en el Pirineo, Ponencias y Comunicaciones*, Esc. Sup. Ing. Caminos, Canales y Puertos (U.P.C.), Barcelona, pp.III.2.1-III.2.14.
- Vilaplana, J.M. (1984b).- *Estudi del Glacialisme de les valls de la Valira d'Ordino i d'Arinsal (Andorra)*. *Arxius de la Secció de Ciències*, LXXII; Institut d'Estudis Catalans, Barcelona, 84pp.
- Vilaplana, J.M. (1985).- Les fases glacials del Quaternari superior en el sector nord-oest del Pirineu Andorrà. *Rev. Inv. Geològiques*, 41: 67-82.
- Vilaplana, J.M.; Serrat, D. (1979).- Els dipòsits d'origen glacial de la cubeta de La Massana-Ordino (Andorra): llur significació paleogeogràfica. *Acta Geològica Hispànica*, Homenatge a Lluís Solé i Sabarís, 14: 433-440.
- Vilaplana, J.M.; Casas, A. (1983).- Las cubetas de sobreexcavación glacial de Bono y Barruera (Alta Ribagorça, Pirineo Central). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 6: 283-309.
- Vilaplana, J.M.; Bordonau, J. (1989).- Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire: Le paléolac de Llestui (Noguera Ribagorçana - Versant sud des Pyrénées). *Bull. A.F.E.Q.*, 1989-4: 219-224.
- Vilaplana, J.M.; Schlüchter, Ch.; Verdaguer, A. (1983).- Sedimentology and stratigraphy of the Pleistocene sediments in Lake Llauset (Southern Pyrenees, Spain) a first approach, *Acta Geològica Hispànica*, 18, 3/4: 235-248.
- Vilaplana, J.M.; Serrat, D.; Bordonau, J. (1986).- Formaciones sedimentarias cuaternarias de origen glacial en el Pirineo: Tills, sedimentos glaciolacustres y sedimentos glaciofluviales. In: Anadón, P.; Cabrera, Ll. (Eds.): *Guía de las excursiones del XI Congreso Español de Sedimentología*, Barcelona, pp. 1.1-1.21.

- Vilaplana, J.M.; Montserrat, J.; Schlüchter, Ch. (1989).- Recent progress in Quaternary stratigraphy: The Lake Llauset sequence in the Spanish Pyrenees. *In*: Rose, J.; Schlüchter, Ch. (Eds): *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?*, A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 113-124.
- Vilaplana, J.M.; Bordonau, J.; Montserrat, J. (en preparació).- Deglaciation of the Pyrenees: facts and hypotheses.
- Wennekers, J.H.N. (1968).- *The geology of the Esera valley and the Lys-Cailaouas Massif, Central Pyrenees, Spain-France*, Tesi Doctoral, Univ. Leiden, 268pp.
- Zandvliet, J. (1959).- Geological Map of the Central Pyrenees, Sheet 5, Pallaresa-Spain, Scale 1:50000. *Publ. Geological Institute, Leiden University, Leiden*.
- Zandvliet, J. (1960).- The geology of Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France-Spain, *Leidse. Geol. Mededel.*, 25: 1-127.