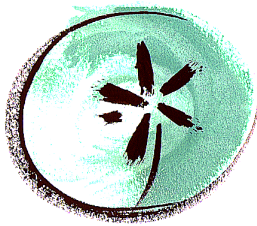


DRYAS®



Medi Ambient i Riscs Naturals

*Pàgina 52-53
Nota tecnica La Portalada
(Arxius_Fundació p. Marcel Chevalier)*

**ESTUDI DE LA PERILLOSITAT PER GRANS
MOVIMENTS DEL VESSANT PER AL PROJECTE
D'HABITATGE UNIFAMILIAR A [REDACTED]
[REDACTED] AUVINYÀ**

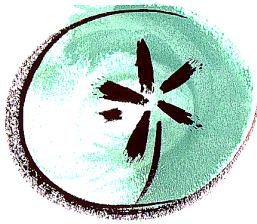
- PARRÒQUIA DE SANT JULIÀ DE LÒRIA -

- ANNEX TEMÀTIC -

Direcció: **Valentí TURU i MICHELS**
C/ Dr. Nequi, núm. 4,
Edifici Vilalta 1^r 3^a
Telèfon i fax: 321815 - 820323
E-mail: risc.dryas@igeotest.ad
<http://www.igeotest.ad>

Expedient: **D-030-AQ-004.03.16**

DRYAS®



Medi Ambient i Riscs Naturals

ANNEX DE DOCUMENTACIÓ

A1

GEOLOGIA I GEOMORFOLOGIA

Direcció: **Valentí TURU i MICHELS**
C/ Dr. Nequi, núm. 4,
Edifici Vilalta 1^r 3^a
Telèfon i fax: 321815 - 820323
E-mail: risc.dryas@igeotest.ad
<http://www.igeotest.ad>

Expedient: **D-030-AQ-004.03.16**

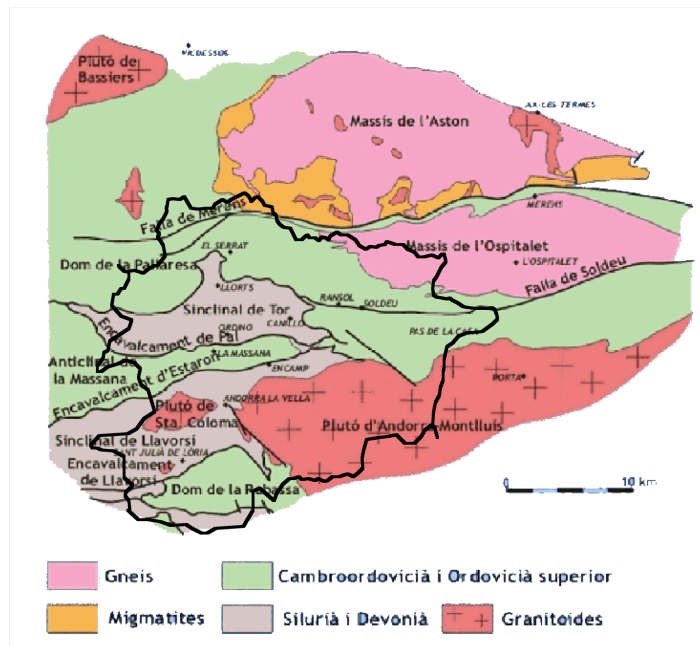
A1.1 CONTEXT GEOLÒGIC

A1.1.1 La geologia herciniana a Andorra i peculiaritats

A1.1.1.1 Una visió general

El substrat rocós del Principat és format per materials pre-hercinians, que han estat afectats per la tectònica i el metamorfisme regional generat en l'orogènia Herciniana fa 320 milions d'anys (m.a.). Aquest metamorfisme regional és més intens en la part nord del Principat que en la part sud del mateix. La litologia que presenten els materials metasedimentaris pre-hercinians a Andorra pot ser silicatada o calcosilicatada, l'edat dels materials silicatats compren el Cambro-Ordovicià i el Silurià (545-417 m.a.), mentre que la major part dels calcosilicatats queden compresos dins del Devonià inferior i mig (417-370 m.a.). Gran part del territori andorrà presenta materials cristal·lins que poden subdividir-se en gneissos i granits (d'edat Tardiherciniana).

Tots aquests materials pertanyen a l'era Primària o Paleozoic i es distribueixen al Principat en una sèrie de faixes E-W o ENE-WSW (veure figura inferior) que corresponen a estructures antiformes, com el dom de la Rabassa, anticlinal de la Massana i dom tèrmic de l'Hospitalet, i sinformes com el de Llavorsí i el de Tor-Cassamanya, limitats per falles o encavalcaments amb la mateixa orientació. Segons MASACHS & CASAS (2002) l'edat d'algunes d'aquestes estructures és dubtosa, així com la de les falles que les limiten, ja que si algunes són clarament hercinianes per la relació que presenten amb la intrusió de granodiorita d'Andorra-Mont-Lluís, altres poden tenir una edat alpina o haver experimentat una reactivació durant l'orogènia alpina.



Esquema geològic de les valls d'Andorra i sectors propers, original de MASACHS & CASAS (2002). Hom pot observar la disposició general E-W dels materials amb la presència d'importantes extensions de roques cristal·lines al nord (gneissos) i sud-est del Principat (granodiorites).

Controvèrsies d'aquest tipus han estat habituals en el decurs de la investigació geològica del País i valls properes, de les quals cal destacar tres, l'evidència o no d'afectació dels materials Cambro-Ordovicians per l'orogènia Caledoniana (≈ 450 m.a); l'origen, l'edat i el significat dels gneissos situats al Nord del País i valls veïnes (els doms tèrmics de l'Aston i l'Hospitalet) així com la falla de Merens. Altres qüestions de debat de menor rellevància en la zona axial, però no menys important per Andorra han estat la singularitat cartogràfica que presenta el Silurià al voltant de Llorts (forma de bolet), l'existència o no de Carbonífer pre-Hercinià i el batòlit d'Andorra-Mont Lluís (edat, condicions de formació, estructura i composició).

Respecte al darrer punt de les qüestions plantejades es pot dir que a finals de l'orogènia Herciniana, entre el Carbonífer superior fins al Permià inferior (318-290 m.a.), una sèrie de materials magmàtics de composició granítica i granodiorítica intrueixen els materials Paleozoics, per formar batòlits de dimensions decaquilomètriques com és el batòlit d'Andorra-Mont Lluís (SOLER, 1990) i el de Santa Coloma (ESPINOLA & SOLER, 1998; TURU, 1997b). Segons AUTRAN (1980) aquests cossos mostren una successió d'intrusions de diferent composició, i són presents majoritàriament en les zones de baix grau metamòrfic. Segons VITRAC-MICHARD & ALLEGRE (1975), la intrusió té lloc a 275 m.a. segons el mètode Rb/Sr en roca total i és el producte d'una barreja de material crustal (de caire fèlsic) i mantèl·lic (de caràcter bàsic), com també ho revelen els estudis de VIELZEUF & HOLLOWAY (1988) on el 40% dels granitoids prové de la fusió de metasediments pelítics. Per a ROMER & SOLER (1995), a partir de la datació U/Pb en les titanites dels *skarns* associats a l'aurèola de contacte, troben una edat més antiga de 305 ± 3 m.a.

Pel que fa referència a la penúltima de les qüestions citades, el límit estratigràfic de l'afectació dels materials paleozoics per l'orogènia Herciniana fou un tema no resolt fins a la dècada dels anys 70. Tant ZWART (1965) com HARTEVELT (1970) els materials més moderns de la sèrie pre-Herciniana havien estat atribuïts a la formació Cívis. Segons MASACHS & CASAS (2002) aquesta formació havia estat atribuïda tradicionalment sense cap base paleontològica al Carbonífer preorogènic, per comparació amb materials d'altres formacions. No és fins als anys 70 que l'estudi de conodonts permet proposar edats clarament devonianes. Així, per BUCHROITHNER & STATTEGGER (1975) i BUCHROITHNER (1976) aquesta formació tindria una edat emsiana, mentre que per a SANZ (1995) tindria una edat compresa entre l'Emsià mitjà i el Givetjà.

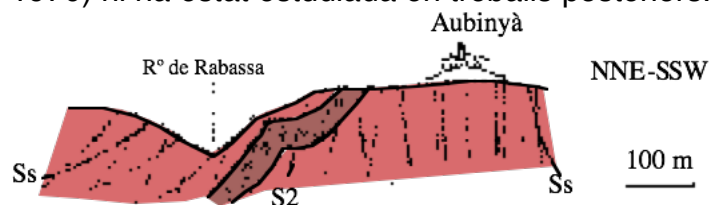
L'antepenúltima particularitat geològica que presenta el País és la singularitat cartogràfica existent respecte d'altres sectors on aflora el Silurià a la serralada Pirinenca, que és el gran desenvolupament dels materials silurians al vessant nord del sinclinal de Tor-Cassamanya (CARRERAS com. pers. 1993, CASAS com. pers. 2001), situada al nord de Llorts i que dona lloc a una figura cartogràfica en forma de bolet. L'estructura interna d'aquest bolet de Silurià, que fou cartografiat per ZWART (1965) per primer cop i resituat amb la base

topogràfica 1:5.000 del 1995 per MASACHS i CASAS (2002), encara no s'ha resolt.

A continuació es comenten les controvèrsies geològiques citades respecte la zona axial i en les quals la geologia de les valls d'Andorra i valls veïnes han estat protagonistes en major o menor grau.

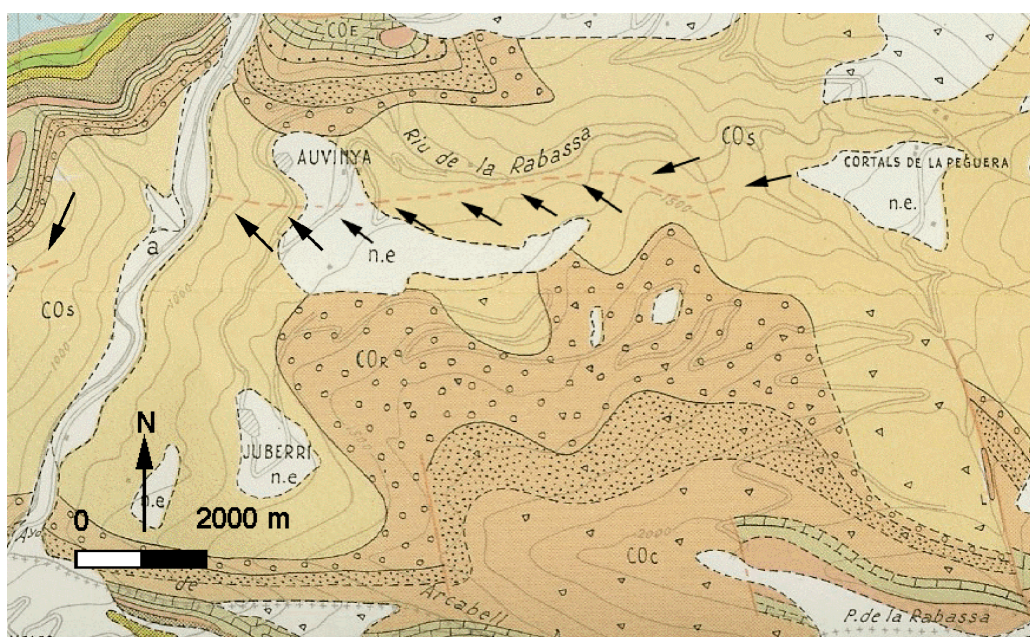
A1.1.1.2 El cicle Caledonià?

Les dues primeres controvèrsies estan indirectament relacionades. La primera SANTANACH (1972) als voltants d'Auvinyà (figura següent) i a la Molina interpretà l'existència d'una discordança entre materials de l'Ordovicià superior i la sèrie inferior. MASACHS & CASAS (2002) remarquen que en altres sectors del Pirineu oriental, el contacte amb les sèries inferiors també ha estat interpretat com una discordança (MUÑOZ, 1985; MUÑOZ & CASAS, 1995), mentre que per l'escola Holandesa aquesta discordança no fou mencionada (HARTEVELT, 1970) ni ha estat estudiada en treballs posteriors.



La discordança precadadoc a Auvinyà. Tall geològic a la carretera de Sant Julià a Auvinyà original de SANTANACH (1972). Ss = estratificació, S2 = esquistositat.

La cartografia geològica efectuada per l'escola holandesa (HARTEVELT, 1970) mostra la presència d'una falla de traça subhoritzontal que afecta el vessant de Sant Romà d'Auvinyà, des de la Cortada fins a Torrentinyà, tal com es pot observar al present mapa la falla sembla que podria ser continuada fins al Solà de la Moixella (altre vessant del riu Valira):



COs = Fm Seu; COr = Congl. Rabassa; COc = Fm. Cava

En aquest cas ambdues constatacions d'anomalies geològiques que afecten als materials de la Fm Seu no fan referència directa a cap moviment gravitacional del vessant. Cal fer esment que tampoc era l'objectiu perseguit per aquests autors, no obstant si que constitueix una primera referència que pot estar relacionada amb un fenomen d'inestabilitat en el vessant.

Altres evidències geològiques que existeixen són les descrites pel geòleg Sr. MASCAÑERAS (1984) en el seu estudi geològic-geotècnic segons l'informe del MOTUMA núm. 8344/S. Segons aquest autor descriu que la fracturació de la roca, en el sector de La Portalada, correspon a falles les quals són de dos tipus: unes properes a la vertical (325/85-360/85 i 210/70) i d'altres sensiblement properes a l'horitzontal o bé amb inclinació perpendicular al front d'excavació. Aquesta darrera "horitzontal" podria tractar-se d'un petit encavalcament, doncs presenta una franja de milonita que indica la importància del desplaçament i de la fricció creada sobre la superfície dels dos blocs.

Així mateix en l'informe del MOTUMA núm. 8344/S es presenta parcialment l'informe per als treballs d'estabilització del talús superior i acabament del desmunt iniciat del tècnic Sr. VILA, on s'exposava: "s'han reconegut diferents famílies de ruptures, generalment diàclasis, havent-se d'assenyalar l'existència de falles de direcció aproximada E-W i una falla inversa o cavalcant de direcció N150 i 50E"

Per últim en els informes geològics-geotècnics presentats per GEOTEST (**G-040-AQ-060.05.01** i **G-010-AQ-033a.07.08**) s'indica que la qualitat de la roca no és uniforme en tot el desmunt, variant segons l'orientació dels talussos. En aquest sentit es diu que al sector sud hi ha una major fracturació de la roca i que la família de discontinuïtats més important del substrat rocós presenta una inclinació cap al nord. El talús est del desmunt presenta una major qualitat, amb les discontinuïtats reomplertes de filons de quars.

En relació a aquesta discordança, MASACHS & CASAS (2002) senyalen que això indicaria la existència d'un esdeveniment deformatiu prehercinià (Caledonià?) en aquesta àrea, fins al moment mal caracteritzat, però que caldria relacionar amb un episodi magmàtic important si es confirma l'edat ordoviciana dels granits que originen els gneis ocellars situats al massís de l'Aston. Amb aquesta perspectiva s'entra dins de la segona controvèrsia geològica, els gneissos presents al nord d'Andorra.

A1.1.1.3 El pre-Cambrià?

Segons MASACHS & CASAS (2002) aquest gneis és una roca metamòrfica formada durant l'orogènia herciniana, a partir d'una altra roca preexistent de composició quarsofeldspàtica. Les característiques texturals del gneis, així com la seva composició força homogènia al llarg de tot el massís, han fet pensar a diferents autors que la roca precursora sigui una roca plutònica de composició granítica a granodiorítica (ZWART, 1965; EECKHOUT, 1986;

BESSON, 1994). La presència de roques filonianes (aplites i pegmatites) incloses dins d'aquests gneis pot avalar, en part, aquest origen.

Les determinacions radiomètriques pel mètode Rb/Sr realitzades per JÄGER & ZWART (1968), en biotites i moscovites del gneis de l'Hospitalet, corroboren aquesta edat herciniana (252 ± 10 m.a. i 255 ± 11 m.a., respectivament). Pel que fa a l'edat del protòlit, aquests autors obtenen una isòcrona de 475 m.a., és a dir que l'emplaçament d'aquest granitoid dins de la sèrie del Cambro-Ordovicià hauria tingut lloc durant l'Ordovicià. Uns resultats similars (435 m.a.) són obtinguts per MAJLOOR (1988) en els gneis del massís veí de l'Aston.

Tanmateix, EECKHOUT (1986), atenent a criteris de camp i seguint les idees de GUITARD (1970) pels gneissos del massís del Canigó, considera el precursor del gneis com un sòcol pre-Cambrià a sobre del qual s'haurien sedimentat els materials cambroordovicis, de manera similar com s'ha interpretat en d'altres massissos del Pirineu.

A1.1.1.4 La falla de Merens, una zona de sutura continental Alpina?

Pel que fa referència a la falla de Merens, que separa el massís de l'Hospitalet del de l'Aston i és una banda milonítica que es pot seguir de manera contínua al llarg de 70 km la controvèrsia es centra en com ha estat la seva reactivació durant l'orogènia alpina o si per contra és una fractura alpina. Cal tenir en compte que la falla de Merens és paral·lela a la falla de sutura entre la placa Ibèrica i l'europea (falla Nord Pirinenca) d'edat alpina.

Per molts autors la falla de Merens és herciniana tot i no exclouent que hagi pogut tenir un moviment en l'orogènia alpina. Aquesta falla presenta un desplaçament invers amb un petit component dextra (ZWART, 1965; CIRÉS, 1986; CARRERAS & CIRÉS, 1986; McCAIG, 1986), mentre que van der EECKHOUT (1986) senyala que aquesta estructura presenta un metamorfisme associat a l'orogènia alpina, la qual cosa no es menciona per ALÍAS & CIRÉS (1994), i no la considera una estructura de l'Hercinià.

A1.1.2 Els temps alpins

De forma molt posterior als temps tardihercinians l'orogènia Alpina (65 m.a.) fou la responsable de l'aixecament de la serralada Pirinenca. La progressiva elevació dels materials que formen el substrat del Principat fou el producte d'una tectònica compressiva, que produí el lliscament de la majoria dels sediments dipositats posteriorment a l'orogènia Herciniana (entre els 320 i 65 m.a.), per formar els pre-Pirineus. Seguidament el règim tectònic passa a ser distensiu, i es forma la depressió de la Cerdanya i de l'Urgellet, ambdues d'edat Neògena (23 m.a i 1,8 m.a). En concret a la fossa tectònica de l'Urgellet, que avarca des d'Alàs fins més enllà d'Adrall, es troben materials corresponents a un antic llac molt extens on es van acumular importants

gruixos de materials aportats pels torrents i rius fins que, a finals de l'era terciària, es va colmar (ESCRIBÀ *et al.* 2001).

Segons MASACHS & CASAS (2002) pel que fa la deformació alpina, es difícil establir els efectes que produeix en els materials andorrans, atesa la manca de materials posthercinians, i també pel fet que els materials prehercinians han estat intensament deformats per l'orogènia herciniana prèvia. Tanmateix, a partir d'observacions regionals i de la interpretació del perfil de sísmica profunda ECORS, realitzat en la transversal de la Noguera Pallaresa (MUÑOZ, 1992), es pot establir que els materials paleozoics d'Andorra s'han desplaçat un mínim d'uns 20 quilòmetres cap el sud durant l'Eocè i l'Oligocè.

El responsable d'aquest desplaçament és l'encavalcament de Rialb, situat a poca fondària a la transversal del riu Segre i que aflora més a l'oest, a la vall de la Noguera Pallaresa, a la població del mateix nom.

Associat al seu desplaçament cap el sud, els materials paleozoics d'Andorra experimenten un aixecament important, ja que estan afectats també pel desplaçament de làmines d'encavalcament inferiors (CASAS *et al.* 1989) com es pot observar a la figura següent. Aquest relleu començà a ser erosionat des del moment de la seva formació, a l'Eocè, però especialment ho fou durant l'Oligocè i el Miocè inferior (PEÑA, 1984). Això generà, d'una banda, la formació de superfícies d'erosió damunt dels materials paleozoics aixecats, i de l'altra, la sedimentació de 2 a 3 quilòmetres de conglomerats damunt dels materials del vessant sud (GOURINARD & BANDET, 1980; FITZGERALD *et al.*, 1999). Ara bé, a diferència del que succeí amb la serralada herciniana, el Pirineu no ha quedat totalment arrasat, sinó que manté encara uns relleus importants. Cal atribuir això al fet que des dels darrers 6 m.a. (és a dir, des del Miocè superior-Pliocè fins a l'actualitat), es produeix una reexcavació del Pirineu, que ha produït, per exemple, l'erosió dels conglomerats oligocens que en recobrien una bona part (FITZGERALD *et al.*, 1999). Aquesta reexcavació és el resultat de l'obertura de la conca de l'Ebre altre cop al mar, durant el Miocè superior, de la baixada del nivells de base dels rius que això comportà, i afavorida a més a més, per l'aixecament de la serralada com a resultat del reequilibrament isostàtic. Els principals rius actuals s'haurien format durant aquesta reexcavació, tot seguint el traçat dels primitius cursos oligocens.

Així doncs els processos que més han influït en les actuals formes de les valls andorranes es poden subdividir en dues fases, una primera de peniplanització Neògena del relleu i una posterior en motiu de les glaciacions pleistocenes on s'ha modelat el relleu tal com el coneixem avui dia.

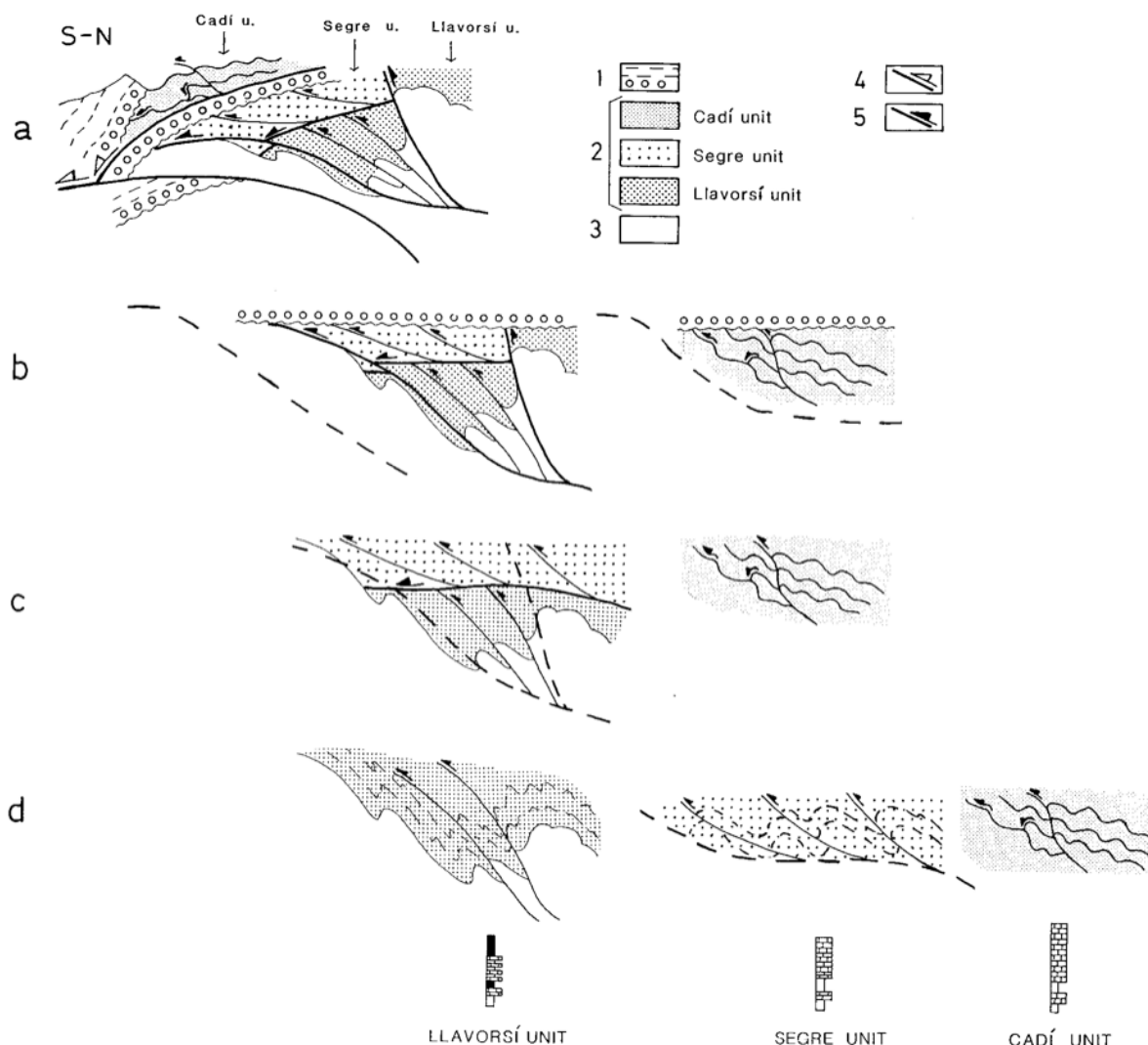


Figura original de CASAS et al. (1989) on es mostren els passos de deformació dels materials de la zona Axial del Pirineu a partir de l'orogènia Herciniana i Alpina. La primera figura (a) representa l'estat del sector meridional a finals de l'orogènia Alpina, on es pot observar una sèrie d'escates encavalcants de diferents edats i un efecte de "tilting" cap al sud de tota l'estructura produïda per l'última orogènia. A la segona figura (b) s'esgrimeix l'erosió dels materials de la serralada Herciniana i, la sedimentació dels materials Mesozoics i del Paleozoic superior post Hercinians. A la tercera figura (c) es mostren els encavalcaments produïts a l'orogènia Herciniana després de que aquests materials hagin estat plegats en els primers estadis orogènics (figura d). Llegendes: (1) Roques post-hercinianes, (2) Silurià, Devonianà i Carbonífer pre-Herciniana, (3) Ordovicià superior i CambroOrdovicià, (4) Encavalcaments alpins, (5) Encavalcaments hercinians.

A1.2 CONTEXT GEOMORFOLÒGIC

A1.2.1 Andorra i Pirineus, evolució del seu coneixement geomorfològic

Fins aquí s'han esmentat les diferents corrents que han protagonitzat la problemàtica de la geologia dels Pirineus i d'Andorra des de mitjans del segle XIX fins a finals del s. XX. Una evolució semblant ha protagonitzat la geomorfologia, on a partir de la dècada de 1960 i 1970 l'augment dels estudis regionals va contribuir a un millor coneixement geomorfològic i concretament del glacialisme.

A1.2.1.1 Breu introducció

El relleu d'Andorra, com de la major part del Pirineu axial, correspon a una serralada de plegament, amb una alineació estructural E-W que ha influït en major o menor grau en el modelat del relleu. A grans trets s'observa que com les valls principals són perpendiculars a l'estructura geològica i responen a una divisòria de conca hidrogràfica N-S, mentre que les capçaleres de les conques d'acumulació del glaç es disposa segons l'eix de la Serralada. No obstant les diferències de la litologia com d'accidents tectònics de major o menor entitat han influït en la gènesi de les sobreexcavacions glacials, de forma que tot i què no es pugui parlar de formes típicament estructurals, no es pot negar que l'estructura ha tingut un paper director en el modelat de les valls.

Entre altres formes d'erosió cal destacar les superfícies d'aplanament Terciàries i el relleu glacial. Respecte a les primeres cal dir que generalment presenten un cert pendent, encara que molt suau, i les accions morfogenètiques principals que s'hi desenvolupen són les periglacials (VILAPLANA, 1984; GÓMEZ-ORTIZ, 1996). Respecte al relleu glacial es pot dir que la instal·lació d'aparells glacials s'efectuà a partir de les valls fluvials preexistents produint un eixamplament del fons de vall i un redreçament dels vessants (VILAPLANA, 1984), no obstant les datacions per cosmogènics de superfícies glacials mostren que les geleres haurien excavat poc els llindars rocosos de fons de vall (CALVET et al., 2008). A les capçaleres es modelaren importants circs glacials aprofitant superfícies d'aplanament d'ordre menor (PRAT, 1980) i en alguns casos importants sobreexcavacions. Aquesta acció del glaç en els circs glacials, tot i ser comparables d'un costat a l'altre de la serralada pel que fa referència a les seves dimensions, varia respecte a la seva excavació (CALVET et al. 2008), les diferències són significatives essent més forta i ample a l'oest (GARCIA-RUIZ et al., 2000) que a l'est on els circs son casi el doble d'estrets (CALVET et al. 2008). Els circs glacials també tenen dimensions comparables als d'altres serralades europees (CALVET et al., 2008), amb superfícies de l'ordre de les 30 Ha i de longituds i amplades compreses entre els 700 i 500 m. L'orientació preferent dels circs no sembla estar lligada amb trets estructurals, donat que tant als Pirineus Centrals com als Orientals presenten segueixen tres famílies de direccions (NW-SW, NNE i E-S) (CALVET et al., 2008) però la magnitud del seu desenvolupament varia; tal com

es mostra a la **figura 1** s'observa que als Pirineus Orientals l'orientació preferent és la E-S mentre que als Pirineus Centrals és NW-SW. Aquestes orientacions indiquen l'origen dels aports preferents que van alimentar els circs glacials; essent una de l'Atlàntic (NW-SW) i una altra del Mediterrani (S-E), ja observat per JALUT i TURU (2008) a partir del dissimètric desenvolupament de les llengües glacials en el darrer cicle glacial, mentre que la tercera resulta ser coincident amb la suma vectorial d'aquests dos (**figura 2**), que hauria produït acumulació de neu per deflació en la orientació de mínima insolació (N-NE).

Orientació preferent dels circs glacials als Pirineus Centrals i Orientals

Dades de CALVET et al. (2008)

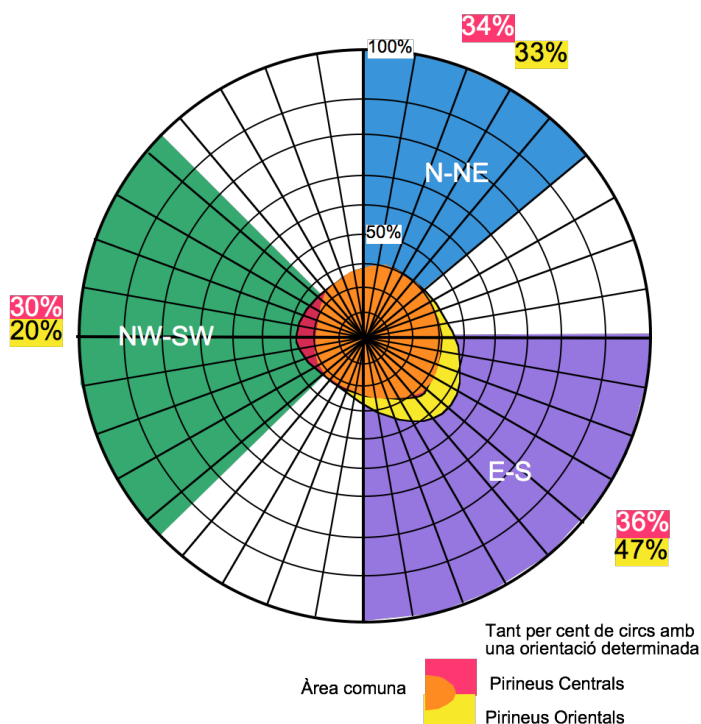


Figura 1

Suma vectorial dels vents dominants

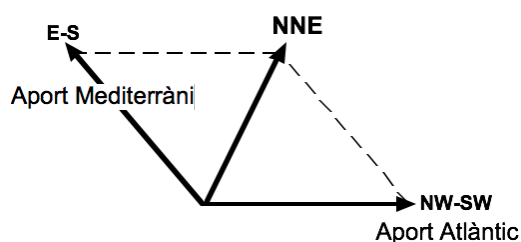


Figura 2

En el decurs de les etapes glacials, malgrat que la morfogènesi glacial fou el principal agent modelador, no s'ha d'oblidar que el glaç no cobria tota l'extensió del territori; quedant les capçaleres de les valls, les crestes, els pics "horns i nunataks" i les restes de les altes superfícies d'aplanament sobresortint del domini del gel, sotmesos a condicions periglacials molt rigoroses (VILAPLANA, 1984 i GÓMEZ-ORTIZ, 1996).

Amb la retirada total o quasi total de les geleres del darrer cicle glacial, es produeix un fet important localitzat a la majoria dels circs glacials. Es tracta de la formació de grans acumulacions de blocs amb formes lobuloses i que denoten un flux plàstic a favor de la màxima pendent, originaries per processos glacials i periglacials, anomenades geleres rocalloses (SERRAT, 1979; VILAPLANA, 1984; GÓMEZ-ORTIZ, 1996). Segons CALVET et al. (2008) s'ha

determinat que als Pirineus Orientals els circs glacials han crescut més per un retrocés de les parets que per erosió del fons del circ. Al Carlit s'ha avaluat que el 50% que l'erosió de les parets glacials ha proporcionat del volum de sediments presents en el circ glacial (DELMAS et al. 2008).

Actualment els processos periglacials i nivals, presents sobretot als sectors més elevats, contribueixen a degradar les formes glacials heretades. Per altra banda les accions torrencials que retreballen els sediments glacials, els destrueix i a la vegada construeix nombrosos cons de dejecció a les confluències dels torrents (VILAPLANA, 1984).

Així doncs queda clar que, a part del relleu Tardiglacial i postglacial, les principals formes preholocenes corresponen a les superfícies d'aplanament Terciàries, l'encaixament de les valls i el relleu glacial. Al present apartat s'efectuarà en primer lloc una visió de conjunt de la Serralada per passar posteriorment a l'enclavament geogràfic d'Andorra.

A1.2.1.2 El relleu preglacial: Les superfícies d'aplanament Terciàries

Diferents autors han tractat de l'estudi dels relleus Terciàries de la Serralada, dels quals cal destacar BIROT (1937), BOISSEVAIN (1934), NUSSBAUM (1946), LLOBET (1947), però tal com exposa VILAPLANA (1984) no arriben a coincidir en les seves hipòtesis.

Més unitat existeix actualment en la situació temporal de la formació d'aquests aplanaments, per SERRAT (1977) i GOURINARD & BANDET (1980) les remunten fins al límit entre el Paleogen i el Neogen. Més recentment les superfícies d'aplanament Terciàries han estat objecte d'estudi aprofundit per CALVET (1987, 1996 i 1999) i CALVET & LEMARTINEL (1993) als Pirineus Orientals així com treballs posteriors.

A1.2.1.2.1 Altiplà o peneplà

L'arrasament de la serralada paleògena tenint en compte la hipòtesi d'una altiplanització (BABAULT et al., 2005) ha estat fonamentada en la modelització de l'erosió d'una cadena en surrecció a partir d'un model reduït, però que es de mal aplicar pel cas dels Pirineus (CALVET i GUNNELL, 2008). La hipòtesi d'una altiplanització implica que aquesta s'hauria format i mantingut a l'alçada actual entre 35 i 10 Ma, llavors l'estabilitat dels relleus des de 35 Ma implicaria que la incisió de les superfícies és purament climàtica. Segons CALVET et al. (2008) aquest esquema estàtic és contradiu per la geometria dels conglomerats discordants, com és el cas dels conglomerats oligocens de Collegats que es troben basculats 20° en tot el sector de la Pobla de Segur.

Per CALVET et al. (2008) la rapidesa de l'arrasament dels Pirineus paleògens pot ser explicada per un reajust isostàtic, retardat i atenuat per un engruïment de la rel litoesfèrica (VACHER i SOURIAU, 2001) que explicaria el poc rebot isostàtic. L'aplanament generalitzat de S0 a l'est de la serralada respon també a l'esfonsament gravitatori que acompanya un episodi de rifting a l'Oligocè. En aquest moment la formació de horsts i grabens limita el volum crustal a erosionar i es multipliquen els fronts d'atac segons un model playapediments. Pels Pirineus centrals la persistència de la compressió fins a l'inici del Neògen, tal com testimonien els conglomerats sintectònics presents a les serralades exteriors, com els Mallos de Riglos (Aquitanià-Burdigalià antic) o els seus equivalents al vessant nord anomenats de "Jurançon", suggereix un inacabament de la peneplanització (CALVET et al., 2008).

Els treballs efectuats amb traces de fissió (fission tracks) en els minerals d'apatit (AFT, FITZGERALD et al., 1999; SINCLAIR et al. 2005), mostren que l'orogènia paleògena va aixecar la serralada entre els 50 i els 25 Ma, tot i que algunes mostren edats més joves entre 15 i 20 Ma. Segons CALVET et al. (2008) l'anàlisi d'aquestes datacions mostren que l'aixecament sembla haver-se produït d'est a oest i un clar rejuveniment de la denudació cap el sud de la zona axial. A l'est de la serralada GUNNELL et al. (2008) indica que les superfícies d'erosió presenten una edat inferior a 20-25 Ma, sigui quina sigui la seva alçada, fet que implica que l'aixecament d'aquestes superfícies és recent i l'erosió encara no les ha fet desaparèixer.

A partir dels 10 Ma els Pirineus Orientals experimenten un rejuveniment parcial que va més enllà del rejoc de les fosses Oligo-Miocèniques (CALVET et al., 2008) que permeten situar on es troba el final de la peneplanització:

1) Els grabens i els horsts es propaguen lluny cap a l'oest de la serralada fins a la zona axial, tot en un context de falles NE-SW amb les seves conjugades NW-SE i N-S (**figura 3**) que controlen els nous grabens (L'Empordà i la Selva) i les primeres manifestacions volcàniques en el Capcir. La peneplanització és parcial al final del Neògen, ja que al peu del nord de la serralada s'observen reompliments grollers en els jaciments fossilífers de Sant Gaudens-Montréjeau i Orignac del Valleslà, sobre els 10 Ma (CALVET et al., 2008).

2) Ja en el Pliocè s'esdevé un rejoc extensiu de les falles NW-SE (**figura 3**) com la d'Olot-Amer, mentre que les NE-SW queden fossilitzades pels cons de dejecció del Pleistocè mitjà i superior (CALVET, et al., 2008). Al nord de la serralada en les Landes s'ha pogut estimar l'edat de les formacions detrítiques que estan en relació amb l'aplanament dels contraforts dels Pirineus en el límit Pliocè-Pleistocè (DUBREUILH et al., 1995). En la Cerdanya el coll de la Perche és la superfície d'erosió dominant als 1400 m i erosiona el Valleslà deformat, fixant una edat màxima en el Pliocè.

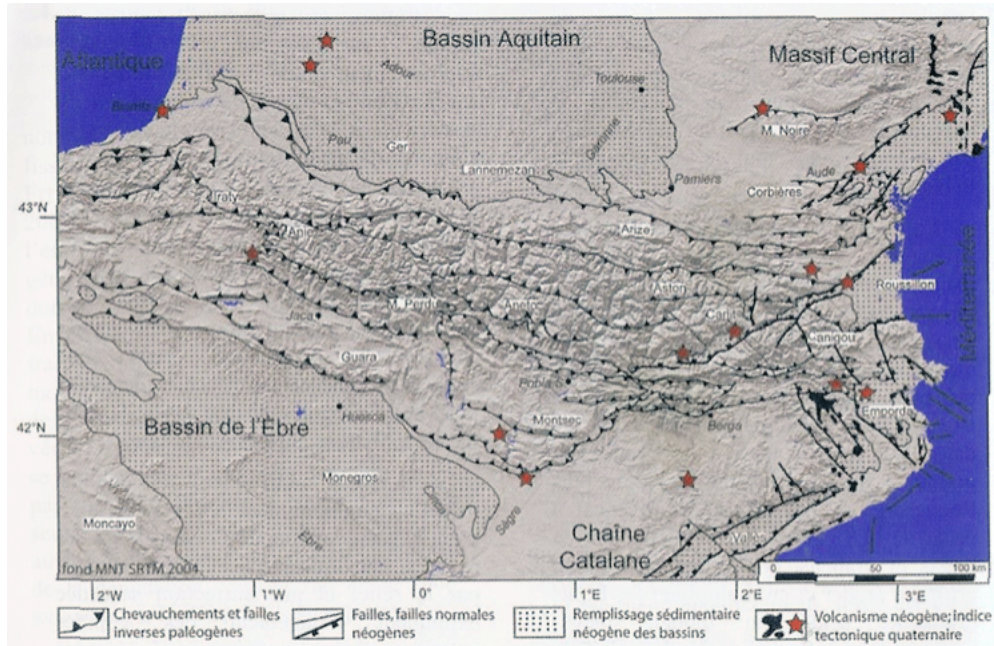


Figura 3: Esquema morfoestructural de la serralada Pirinenca (CALVET et al. 2008)

3) Al Quaternari es produeix una compressió N-S de la serralada i una extensió E-W en el marge mediterrani, observant-se múltiples indicis de falles inverses que afecten els dipòsits del Pleistocè superior (GOULA et al., 1999; CALVET, 1999; BAIZE et al., 2002). Als Pirineus Orientals es produeix una brutal dissecció de les superfícies d'aplanament en aquest moment per una surrecció de 500 a 1000 metres (CALVET, 1996), aixecant i basculant paleovalls a unes pendents incompatibles amb les d'una vall fluvial (cas de la vall de la Têt entre el Conflent fins al coll de la Perche, de 3,5 %; CALVET et al., 2008).

Així doncs com a conclusió per Marc CALVET els ritmes d'erosió i de sedimentació producte corresponen a diferents velocitats de l'evolució orogènica dels Pirineus alpins. Aquesta velocitat fou discontinua però significativa, i implica un reequilibri d'una litosfera pertorbada per un esfondrament gravitacional de l'orogen. Per aquest autor hi han dues formes per estudiar les superfícies d'aplanament que poden convergir en una de sola, el primer mètode seria la modelització i la segona d'organització cronològica dels episodis. CALVET (1999) distingeix tres etapes d'evolució del relleu pels Pirineus Orientals:

- 1) Els Pirineus paleògens: un sistema compressiu actiu en equilibri dinàmic
- 2) Els temps Oligo-Miocens com un moment d'erosió generalitzat
- 3) Una aixecament orogènic fini-neògena potent i accelerada

D'aquestes tres etapes d'evolució la tercera és la que major constància ha deixat en el relleu actual. La primera d'aquestes etapes és sintectònica i únicament resten evidències de discordàncies i sedimentació molàsica (PEÑA, 1994), mentre que la segona responen a un context tectònic radicalment diferent a l'anterior.

A1.2.1.2.2 Fase d'aplanament generalitzat: Superfícies d'erosió S0 i S1

Per la segona fase CALVET (1999) descriu com el règim tectònic compressiu de la fase anterior es mantingut als marges de la Serralada, amb la continuació d'evidències sedimentàries que indiquen discordàncies angulars, i mentre es produeix una reactivació orogènica per reajust isostàtic als Pirineus al produir-se l'obertura del mediterrani occidental. Als Pirineus Orientals te com a conseqüència la generació de moviments verticals locals d'escala quilomètrica (el massís del Canigó p.e., veure **figura 4**) i molt ràpids sense que guardin contemporaneïtat, seguits de llargues fases de relativa tranquil·litat sobre les quals es formen les superfícies d'aplanament.

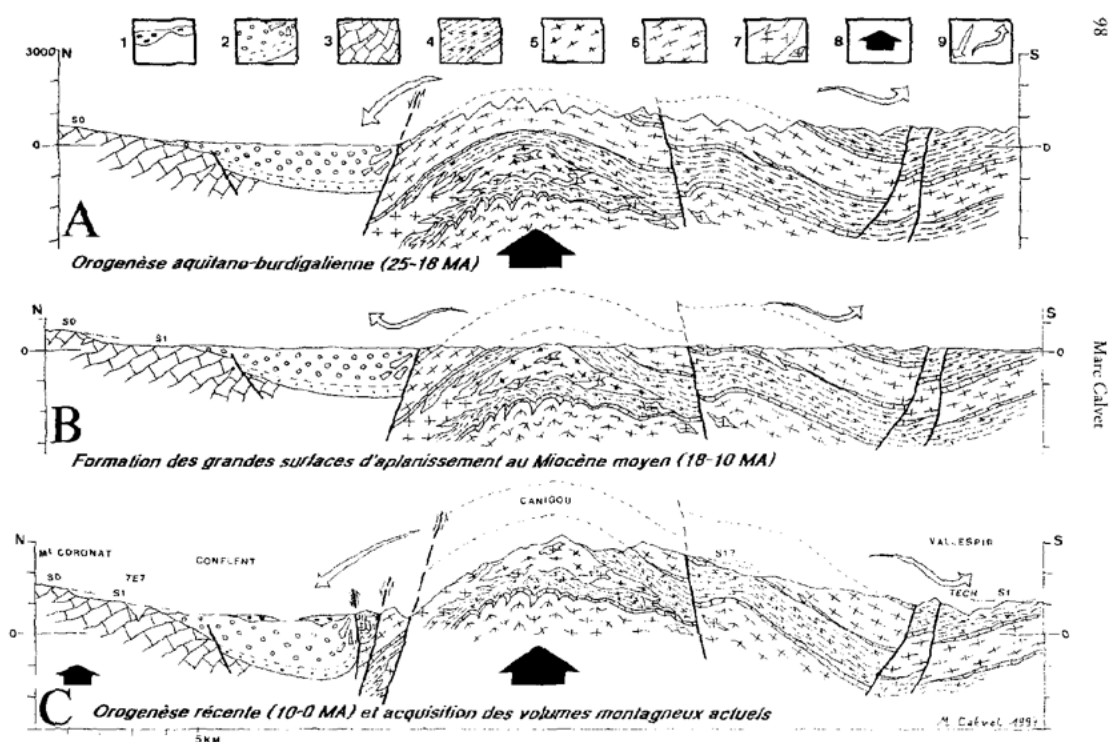
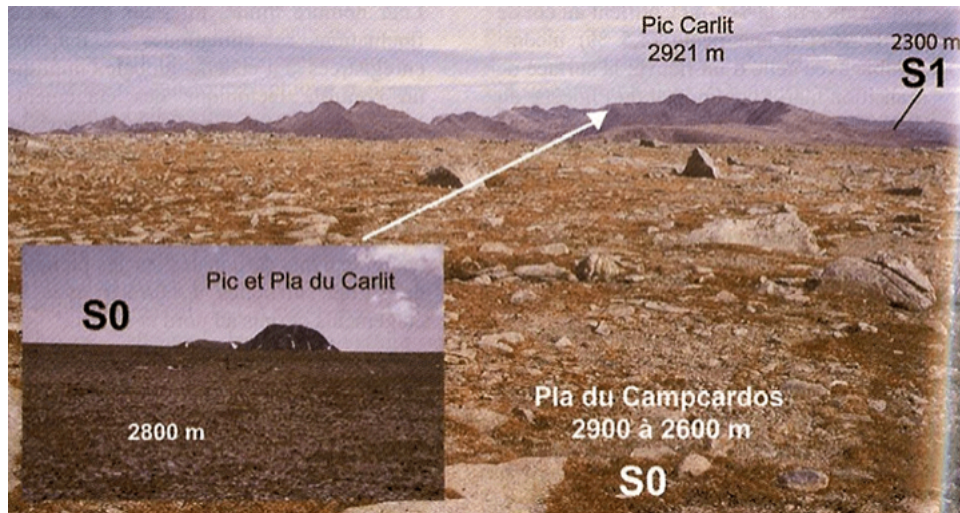


Figura 4 original de CALVET (1999). Evolució geomorfològica del massís del Canigó al Neogen. 1- Formació detrítica del Coll de Fins (Vallesià?), 2- Aquitània i Burdigalià antic, 3- Marbres i calcàries del Devonià, 4- Micasquists del Paleozoic inferior amb marbres a la base, 5- Gneïssos leptinitics de Casemi, 6- Gneïssos ocellars del sòcol preCambrià, 7- Granit profund àcid del Canigó, 8- Moviments verticals neògens, 9- Aports detrítics en Conflent i exportació de sediments cap a la fossa del Rosselló al Mediterrani. A) Orogènesi de l'Aquitanià - Burdigalià. B) Formació de les superfícies d'erosió al Miocè mig. C) Orogènesi recent i formació de les muntanyes actuals

Durant aquesta segona fase definida per CALVET (1999), les superfícies d'erosió envolten tots els massissos, conservats des dels 2300 fins als 2900 metres sobre els *horsts* més elevats i entre els 2300 i els 1600 als Pre-Pirineus. Cap a l'oest existeixen encara importants extensions al peu de la Pica d'Estats, però a la part alta dels Pirineus Centrals no s'han conservat, tot i què a la Vall d'Aran i en el Luchonès existeixen superfícies d'aplanament subculminants.

En aquesta fase que hi existeixi pluralitat d'episodis és sempre una suposició (CALVET, 1999), no obstant existeixen esglaonaments de superfícies d'edat diferent, però la seva geometria varia d'un bloc a l'altre en funció de la intensitat i la variació del ritme dels moviments verticals. La formació de dos esglaons, el més antic S0 (**fotografia 1**) preservat en forma entretallada (*Glipflur* de BOISSEVAIN, 1934; PANNEKOEK, 1937; LLOBET, 1947), i la més recent S1 molt ben conservada, es troben de forma segura al Carlit, de forma provable al sud d'Andorra, mentre que únicament es troba la més recent al massís del Canigó i al de l'Aston. L'edat d'aquestes superfícies és post-paleògena donat que les anteriors han quedat afectades per la deformació.



Fotografia 1 original de CALVET et al. (2008). Les superfícies d'aplanament somitals dels Pirineus Orientals, en primer pla en litologia granítica la superfície del Campcardos, al fons el Carlit en litologia esquistosa i corneanes.

Així doncs la arrasament s'hauria efectuat entre l'Oligocè i el Tortonjà; de forma més precisa S1 se la pot resseguir fins al Miocè mig al litoral de les Corbières (Sigean), com també S1 està intensament afectada per karstificació (p.e. Baixas, Thuir) des del Miocè mig (CALVET, 1987, 1996, 1999), la qual cosa envia a la superfície S0 cap a l'Aquitanià (21 Ma.)

El context geomorfològic sobre el quin es va desenvolupar S1 és el d'un *back-wearing* (CALVET, 1999) amb una compartimentació dels *horst* per una vigorosa dissecció torrencial, i un aplanament posterior que ha comportat l'ampliació de les valls i el retrocés dels vessants. El context geodinàmic que va fer possible el desenvolupament d'aquest procés de *back-wearing* als Pirineus Orientals, s'explica per un esmorteïment dels esforços compressius majors que passa a ser distensiu a l'est de la Serralada. Amb la formació de horsts i grabens els fronts d'atac de l'erosió es multipliquen i accelera la reducció del relleu segons un model *playa-pediment* clàssic (CALVET, 1999).

A1.2.1.2.3 Darrera fase d'aplanament terciària

Aquesta tercera fase de CALVET (1999) que comença al Miocè superior veu l'edificació de la Serralada en la seva integritat, els nous relleus producte d'un ampli bombament de conjunt controlat manifestament pel reajust isostàtic d'una rel crustal espessa de 50 Km que complica encara més els jocs dels blocs distensius a l'est, i progressivament es reinstal·la un règim compressiu moderat N-S. Aquest aixecament participa de l'epirogènesi Ibèrica, donat que el Miocè superior tabular de l'Ebre és aixecat més de 800 metres. Els episodis que aquest autor distingeix són tres:

a) Al Vallesità (12-8 Ma.) la fossa de la Cerdanya comença a dibuixar-se i s'emplacen nivells alts d'erosió suaument enclotats sota S1 (Greixà entre 1800 i 1400 m). A la Cerdanya les fàcies lacustres i de plana d'inundació prograden les flúvio-torrencials de la base que rarament són grolleres, fet que indica que la fossa inicia el seu enfonsament d'una forma suau.

b) Al Turolità i concretament a la Cerdanya entre els 7 i 8 Ma. es produeixen reompliments de conglomerats sobre la sèrie anterior que indiquen un enfonsament ràpid. A la Cerdanya els pediments amb megablocs calcaris del Cadí proven que és solament llavors que neix el gran escarpament de la falla meridional. Aquests pediments de megablocs adossats al marge meridional de la fossa es troben verticalitzats, fet que indica una edat post-Turolità per la fase orogènica major.

c) Al Pliocè superior es produeix una significativa pausa de l'orogènesi i els aplanaments resultants són reconeixibles en tota la serralada. Al Nord les superfícies d'erosió estan en relació amb la formació de Lannemezan, mentre que a les conques orientals el pla d'erosió passen al sostre del Pliocè (Llers d'Empordà). Les superfícies d'aplanament beneficien de les darreres manifestacions dels climes neògens subtropicals que paulatinament passen a ser cada cop més secs.

Al·luvions i alterites (regolit d'esquits i granits amb abundant esmectita) associats a aquest episodi es troben a la Cerdanya al pla de La Perche i els seus perllongaments tronquen clarament el Vallesità i el Turolità. A les formes d'aquesta fase es poden associar pediments o cons rocosos que poden tenir una extensió quilomètrica, o també poden correspondre a simples banquetes en els flancs dels blocs més elevats; aquests pediments d'erosió poden perllongar-se a dins de les valls formant replans.

A1.2.1.3 La incisió de les valls pirinenques

Les edats de AFT efectuats per FITZGERALD et al. (1999) mostren que la incisió de les valls, de l'ordre d'1 a 1,5 Km respecte a restes de les superfícies d'aplanament i 2 Km com a màxim respecte als cims, que s'obtenen les edats més joves (15 – 20 Ma).

Segons CALVET et al. (2008) aquesta dissecció no pot explicar-se exclusivament per un canvi en el clima ja que la ruptura més neta en aquesta matèria és posterior als 3 Ma, mentre que la incisió es produeix des del Tortonità, als 10 Ma. Aquest autor apunta que l'impacte de la regressió del Messinià entre els 13 i els 5,4 Ma és discutible, sobretot pel vessant Atlàntic que no va estar afectat per la dessecació del Mediterrani.

Per altra banda CALVET et al. (2008) apunta que l'organització de les xarxes càrstiques, on els nivells d'inundació i flux son adquirits pel relleu, en els Pirineus s'observa que aquestes presenten pisos que estan separats per pous verticals, de forma que el salt entre els pisos de grans galeries càrstiques formades en règim d'inundació, fet que ens indiquen els estadis de surrecció dels massissos càrstics. En aquest sentit MAIRE i VANARA (2008) mostren surreccions per al massís d'Arbailles en la zona nord Pirinenca (Corbieres, País de Sault) que segons VENARA (2000) podrien subdividir-se en 2 grans fases, la darrera de les quals és del Pleistocè:

A.1) Surrecció a la fi del Miocè de més de 1500 m i en correlació amb lignits situats per sota de la Fm Lannemezan.

A.2) Surrecció en el Pliocè una nova surrecció de 1250 m amb la formació de megadolines.

A.3) Surrecció de 700 m en el límit Pliocè-Pleistocè associats a la Fm. Lannemezan amb la desconexió de valls afluent autòctons. Al vessant sud de la serralada (Montsech) existeixen paleovalls associades a grans poljes que s'inscriuen dins de les superfícies d'erosió S1 i marquen els primers estadis d'aquesta evolució entre el Neogen i el Quaternari antic (CALVET et al., 2008).

B.1) Darrera gran surrecció de 450 m al Pleistocè inferior (1,3 – 1,5 Ma) associat a les terrasses altes i es produeixen desconnexions del sistema fluvial.

B.2) Surrecció de 160 m al Pleistocè mig (0,4 Ma, datació U/Th del nivell de 356 m de la cova del Nébélé) que comporta la sobreexcavació de les valls fluvials. Aquesta fase presenta un aixecament de 0,4 mm/any i estant relacionat a les terrasses fluvials mitjanes.

Per CALVET (1996, 1998 i 1999) i CALVET et al. (2008) els Pirineus presenten indicis d'una antiga glaciació contemporània de la terrassa T4 en la Cerdanya, i com que la seva extensió és comparable a la del Riss i del Würm, implica que el conjunt dels massissos muntanyencs dels Pirineus Orientals s'ha adquirit ja des de 500 Ka (Pleistocè Mig).

Al sector de la conca de La Seu d'Urgell, en la confluència del Segre amb el Valira TURU i PEÑA (2006) distingeixen cinc nivells de terrasses, la més elevada en connexió amb les superfícies d'erosió secundàries, desenvolupades en els vessants, conegudes amb el nom de superfície de Vilanova i cartografiada per HARTEVELT (1970), que caldria situar en el Pleistocè inferior i possiblement contemporània de la Fm. Lannemezan. La segona terrassa més elevada té el seu origen en un front morrènic situat al peu del poble de Calvinyà, és per tant glaciofluvial, presenta un grau d'alteració compatible amb una edat de 700 Ka (TURU i PEÑA, 2006) i es troba escalonada dins de la terrassa anterior, fet que indica un rejoc vertical associada a la fossa tectònica de la Seu d'Urgell entre el Pleistocè inferior i el Pleistocè mig, però també incideix la superfície d'erosió de Calvinyà (HARTEVELT, 1970) indicant el pas d'un llarg període de temps entre la formació de la primera terrassa i la segona. La tercera terrassa ha estat datada en 125 Ka (TURU i PEÑA, 2006) i també està escalonada per sota de l'anterior, fet que indica un nou rejoc vertical en el Pleistocè mig, també incideix relleus d'erosió més o menys extensos en el interior de les valls de Valira que confirmen un llarg període de temps entre la sedimentació de les dues terrasses. Les dues terrasses més baixes estan totes encaixades essent aquestes del Pleistocè superior.

A1.3 BIBLIOGRAFIA

ALÍAS, G. & CIRÉS, J. (1994): "*Geología del basament hercinià del NW d'Andorra*". Annals 1992 de l'Institut d'Estudis Andorrans, Barcelona, 61-85

BESSON, M.; RAGUIN, E; ZWART, H.J.; HARTEVELT, J.J.A.; AUTAN, A.; VYAIN, R. i KUMER, J. (1990): "*Carte géologique de la France (1:50.000), feuille Fontargente (1093)*"; BRGM. Notice explicative de BESSON, M. avec la collaboration de SOULÉ J.C., Orleans, 35 pp

BABAULT, J.; VAN DEN DRIESCHE, J. i BONNET, S. (2005): Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain; *Tectonics*, 24, 1-19

BAIZE, M.; CUSHING, M.; LEMEILLE, T.; GRAINER, B.; GRELLET, B.; CARBON, D.; COMBES, C. i HIBSCH, C. (2002) "*Inventaire des indices de rupture affectant le quaternaire, en relation avec les grandes structures connues en France métropolitaine et dans les régions limitrophes*"; Memoires H.S. de la Societé Géologique de France, 175, 142 pp.

BESSON, M. (1994): "*Neuf coupes à travers le massif de l'Aston*"; Geol. de la France, 4, 21-33.

BIROT, P. (1937): "*Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*"; Edit. J.B. Baillièere, 318 pp

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

BUCHROITHNER, M.F. & STATTEGGER, K. (1975): "*Stratigraphische Untersuchungen in Paläozoikum der Ost und Zentralpyrenäen II*"; Sit. math. natur. wiss., 5 (9), 127-128.

BUCHROITHNER, M.F. (1976): "*Zur Conodontenstratigraphische vorwiegend flatischer Folgen im Devon der Ost-Zentralpyrenäen*"; Mitt. Oesterre. geol. Ges., 69, 247-266.

CALVET, M. (1987): "*Idées nouvelles sur une vieille énigme: Les surfaces d'érosion des Pyrénées Orientales*"; Actes du 1^o forum français de Géomorphologie, *Revue Géomorph. Dyn.*, t. XXXVI, 3, 85-88

CALVET, M. & LEMARTINEL, B. (1993): "*L'expression de l'orogènese: taux de surrection, mesure d'ablation et rythmes d'évolution*"; Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine, núm. 53-54, 27-34.

CALVET, M. (1996): "*Morphogénese d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées Orientales*"; Thèse Doct. ètat lettres (1994) Univ. Paris I. Documents du BRGM, Orléans, 255, 1177 pp

CALVET, M. (1998): "*Los complejos fluvioglaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos Orientales) y sus enseñanzas*"; LAS HUELLAS GLACIARES DE LAS MONTAÑAS ESPAÑOLAS (GÓMEZ-ORTIZ, A. y PÉREZ-ALBERTI, A. Eds.), traducción por M. VALCÁRCCEL, Universidad de Santiago de Compostela, 263-290

CALVET, M. (1999): "*Rytmes et vitesses d'évolution morfogénétique dans un orògen alpin. Le cas des Pyrénées orientales franco-espagnoles*"; *Z.Geomorph. N. F.*, 118-91-105

CALVET, M. i GUNNELL, Y. (2008) *Planar landforms as markers of regional topographic evolution: an inversion of long-term East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis*. In: GALLAGHER, K.; JONES, S.J. i WAINWRIGHT, J. (Eds.) *LANDSCAPE EVOLUTION: DENUDATION, CLIMATE AND TECTONICS OVER DIFFERENT TIME AND SPATIAL SCALES*; Geological society of London special publication, 296, 147-166

CALVET M.; GUNNELL, Y i DELMAS, M. (2008) Geomorphogénese des Pyrénées; In: CANÉROT, J., COLIN, J.P.; PLATEL, J.P. i BILOTTE, M. (Eds.); PYRENEES D'HIER ET D'AUJOURD'HUI; Colloque à l'Université de Pau et des Pays de l'Adour, Atlantica Biarritz, 129-144

CARRERAS, J. & CIRÉS, J. (1986). "The geological significance of the western termination of the Merens fault at Port Vell (Central Pyrenees)"; Tectonophysics, 129, 99-114

CASAS, J.M.^a; DOMINGO, F.; POBLET, J.; SOLER, A. (1989): "On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees"; Geodinámica Acta, (3), 2, 135-147

CASAS, J.M.^a. & MASACHS, I. (2002): "El mapa geològic digital d'Andorra a escala 1:50.000"; Horitzó Revista (Institut d'Estudis Andorrans, Ed.), 2, 3-10

CIRÉS, J. (1986): "Estudi dels terrenys metamòrfics de l'acabament occidental dels massissos de l'Aston i de l'Hospitalet, i de la seva relació amb la faixa mil.lonítica de Merens (El Serrat, Andorra)"; Tesi de Llicenciatura de la Universitat de Barcelona (Inèdita), 91 pp.

DEBREUILH, J.; CAPDEVILLE, J.P; FARJANEL, G.; KARNAY, G.; PLATEL, J.P. i SIMON-COINÇON, R. (1995) Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire: l'exemple du bassin de l'Aquitaine; *Géologie de la France*, 4, 3-26

DELMAS, M.; CALVET, M. i GUNNELL, Y. (2008) Variability of denudation rates in the eastern Pyrenees during the last glacial cycle; In: *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU General Assembly, Viena

ESCRIBÀ, N.; PÉREZ, P.; NISTAL, J.; CALVO, R. i BULLICH R. (2001): "Alt Urgell: una visió de conjunt"; Centre de recursos pedagògics de l'Alt Urgell-Institut d'Estudis Ilerdencs, 1, 37-68

van den ECKHOUT, B. (1986): "A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France)"; *Geologica Ultraiectina*, (45), 196 pp

ESPINOLA, M.R. & SOLER, A. (1998): "La presencia de scheelita en els sediments del riu d'Aos: Caracterització de les mineralitzacions font"; Annals 1996 de l'institut d'Estudis Andorrans, Barcelona, 13-44

FITZGERALD, P.G., MUÑOZ, J.A., CONEY, P.J. I BALDWIN, S.L. (1999): "Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional belt"; *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 157-170.

GARCIA-RUIZ, J.M.; GÓMEZ-VILLAR, A.; ORIGOSA, L. i MARTI-BONO, C. (2000) Morfometry of glacial cirques in the central Spanish Pyrenees; In: *Geografiska Annaler*, 82A, (4), 433-442

GÓMEZ-ORTIZ, A (1996): "El relleu andorrà, morfologia glacial i periglacial"; Monografies de geografia (Govern d'Andorra Ed.), T. III, 125 pp

GOURINARD, Y. & BANDET, Y. (1980): "La morphogénese des Pyrénées Orientales"; LA CHAÎNE ALPINE DES PYRÉNÉES, (SOLÉ, L. i SOUQUET, P, Eds.), 26 Congr. Int. Géol. Bull. Centre Rech. Expl. Elf aquitaine, Mém n°3, 172-173

GOULA, X.; OLIVERA, C.; FLETA, J.; GRENELL, R.; LINDO, R.; RIVERA, L.A.; CISTERNAS, A. i CAEBON, D. (1999) Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees; *Tectonophysics*, 308, 487-502

GUITARD, G. (1970): "Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss oeillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales)"; Mémoires du B.R.G.M., núm. 63, 353 pp

GUNNELL, Y.; ZEYEN, H.; CALVET, M.; CARTER, A. i BRICHAU, S. (2008) Lithospheric slab breakoff and topographic regrowth of the Eastern Pyrenees: linking surface morphology with subcrustal processes through thermochronology; *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU General Assembly, Vienna.

HARTEVELT, J.J.A. (1970): "*Geology of the upper Segre and Valira valleys Central Pyrenees, Andorra/Spain, Sheet 10*", Leidse Geol. Med., 45, 167-236

JÄGER, E. & ZWART, H.J., (1968): "*Rb-Sr age determinations of some gneiss and granites of the Aston-Hospitalet massif (Pyrenees)*"; Geol. en Mijnbouw, 47, 349-357

JALUT, G. i TURU, V. (2008) Le dernier Cycle glaciaire-interglaciaire dans les Pyrénées: Englacement, Climat, Vegetation; In: CANÉROT, J., COLIN, J.P.; PLATEL, J.P. i BILOTTE, M. (Eds.); PYRENEES D'HIER ET D'AUJOURD'HUI; Colloque à l'Université de Pau et des Pays de l'Adour, Atlantica Biarritz, 145-161

LLOBET, S. (1947): "*El medio y la vida en Andorra, estudio geográfico, CSIC*" Inst. Juan Sebastián Elcano-Estación de estudios pirenaicos, 347 pp, Barcelona

MAIRE, R. i VANARA, N. (2008) Les karst du domaine Pyrénéen, temoins des paleoenvironnements depuis le Paleozoïque (Transect zone axiale-zone Nord Pyrénéenne dans les Pyrénées-Atlantiques: In: CANÉROT, J., COLIN, J.P.; PLATEL, J.P. i BILOTTE, M. (Eds.); PYRENEES D'HIER ET D'AUJOURD'HUI; Colloque à l'Université de Pau et des Pays de l'Adour, Atlantica Biarritz, 109-127

McCAIG, A. (1986): "*Thick and thin skinned tectonics in the Pyrenees*"; Tectonophysics, 129, 314-342

MASACHS, I. & CASAS, J.M^a. (2002): "*Mapa geològic d'Andorra, síntesi de cartografies 1:50.000 en CD rom i memòria*", Centre de Recerca en Ciències de la Terra de l'Institut d'Estudis Andorrans, 21pp

MORO, M.; SAROLI, M.; SALVI, S.; STRAMONDO, S.; DOUMAZ, F. (2007). "*The relationship between seismic deformation and deep-seated gravitational movements during the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes*". Geomorphology 89 (2007) 297-307

MUÑOZ, J.A. (1985): "*Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*"; Tesi doctoral, Univ. de Barcelona, (Inèdit), 305 pp

MUÑOZ, J.A. (1992): "*Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section*"; THRUST TECTONICS, A: K. Mc Clay (ed.), Capman & Hall, London, 235-246.

MUÑOZ, J.A. & CASAS, J.M. (1996): "*Tectonique préhercynienne*"; SYNTÈSE GÉOLOGIQUE ET GÉOPHYSIQUE DES PYRÉNÉES, BERNOLAS, A.; CHIRON, J.C. i GUÉRANGÉ, B. (coord.), BRGM-ITGE, Orléans i Madrid, Vol 1, 587-589

NUSSBAUM, F. (1946): "*Orographische und morphologische Untersuchungen in der östlichen Pyrenäen*"; Jahrb. Geogr. Gess. Ben., Bd. XXXV-XXXVI, Berna, 345 pp

PANNEKOEK, A. J. (1937): "*Die jungtertiäre morphologisch. Tektonische Entwicklungsgeschichte der östlichen Pyrenäen*"; Ass. Et. Géol. Médit. Occ. (Geol. Pays Catal.) III, N^o4, partie I, 25 pp

PEÑA, J.L. (1994): "*El macizo andorrano*"; GEOMORFOLOGIA DE ESPAÑA; Ed. Rueda, 173-174

PLANAS, X. & TURU, V. (2004): “*Probabilidad de estabilidad-inestabilidad mediante el cálculo del factor de seguridad para laderas en el Principat d’Andorra, Pirineo Oriental*”; VIII REUNIÓN NACIONAL DE GEOMORFOLOGÍA, TOLEDO, 22-25 de setembre, 367-378

PRAT, M.C. (1980): “*Montagnes et vallées d’Andorre, étude géomorphologique*”, Thèse de III cycle, Inst. de Géogr. de la Univ. de Bord. III, Bordeaux, 267 pp

ROMER, R.L. & SOLER, A. (1995): “*U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain)*”; Mineral. Deposita, 30, 374-383

SANTANACH, P. (1972): “*Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales*”; Acta Geol. Hisp., 7 (5), 129-132.

SANZ, J. (1995): “*Estratigrafia y bioestratigrafia (conodontos) del Silúrico superior-Carbonífero inferior del Pirineo oriental y centra*”; Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, (Inèdit), 717 pp

SERRAT, D. (1973) : “*Morfología glacial i periglacial del pirineo orienta*”; Tesi de Llicenciatura de la Facultat de Ciències de la Universitat de Barcelona (inèdit)

SERRAT, D. (1977): “*Estudio geomorfológico del Pirineu oriental (Puigmal-Costabona)*”; Tesi doctoral de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona (Inèdit), 222 pp

SNUC, A. i ROZIC, B. (2009) Tectonic geomorfolology of the Triglav Lakes Valley (easternmost Southern Alps, NW Slovenia); Geomorphology 103, 597-604

SOLER, A. (1990): “*Geologia i metalogènia del contacte sud del granit d’Andorra (Pirineu Central)*”; Tesi Doctoral de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona (Inèdit), 886 pp

TURU, V. (1997b): “*Els sistemes geològics*”; ROC D’ENCLAR: TRANSFORMACIONS D’UN ESPAI DOMINANT (s. IV.XIX), MI Govern d’Andorra (Ed.), Monografies del Patrimoni Cultural d’Andorra, 4, 68-79

TURU, V & PEÑA, J.L. (2006a): “*Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d’Urgell-Organyà, Pirineos Orientales). Parte I: relación con el glaciario y la tectónica activa*”. GEOMORFOLOGÍA Y TERRITORIO, Universidad de Santiago de Compostela, (Editores Augusto Pérez y Juan López), IX Reunión Nacional de geomorfología, 113-128 pp.

TURU, V & PEÑA, J.L. (2006b): “*Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre-Valira, (Andorra-La Seu d’Urgell-Organyà, Pirineos Orientales). Parte II: morrenas y terrazas fluviales*”. GEOMORFOLOGÍA Y TERRITORIO, Universidad de Santiago de Compostela, (Editores Augusto Pérez y Juan López), IX Reunión Nacional de geomorfología, 129-148 pp.

TURU, V & PLANAS, X (2005). “*Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra i Alt Urgell (Pirineos Orientales)*”. VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia, 21-24 Junio de 2005.

VACHER, P. i SORIAU, A. (2001) A three-dimensional model of the Pyrenean deep structure based on the gravity modelling, seismic images and petrological constraints; *Geophysical Journal International*, 145, 460-470

VENARA, N. (2000) Le relief des Pyrénées occidentales et leur piémont. Pays Basque français et Barétous; Thèse (Privat Ed.), Toulouse, 604 pp

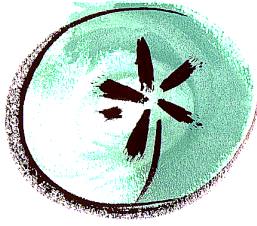
VIELZEUF, D. & HOLLOWAY, J.R. (1988): “*Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system - Consequences for crustal differentiation*”; Contrib. Mineral. Petrol., (98), 257-276

VILAPLANA, J.M. (1984b): "*Estudi del glacialisme en les valls de la Valira d'Ordino i d'Arinsal (Andorra)*"; Arxius de la Secció de Ciències LXXII, IEC, Barcelona, 84 pp

VITRAC-MICHARD, A. & ALLÈGRE, A. (1975): "*A study of the formation and history of a piece of continental crust by ^{87}Rb - ^{87}Sr method; the case of the French oriental Pyrenees*"; Contrib. Mineral. Petrol. , (50), 257-285

ZWART, H.J. (1965): "*Geological map of the central Pyrenees, sheet 6, (Aston, France, Andorra, Spain), Escala 1:50.000*"; Leidse Geologische Mededelingen, 33, 191-254

DRYAS®



Medi Ambient i Riscs Naturals

ANNEX DE DOCUMENTACIÓ

A2

CARACTERÍSTIQUES DEL VESSANT

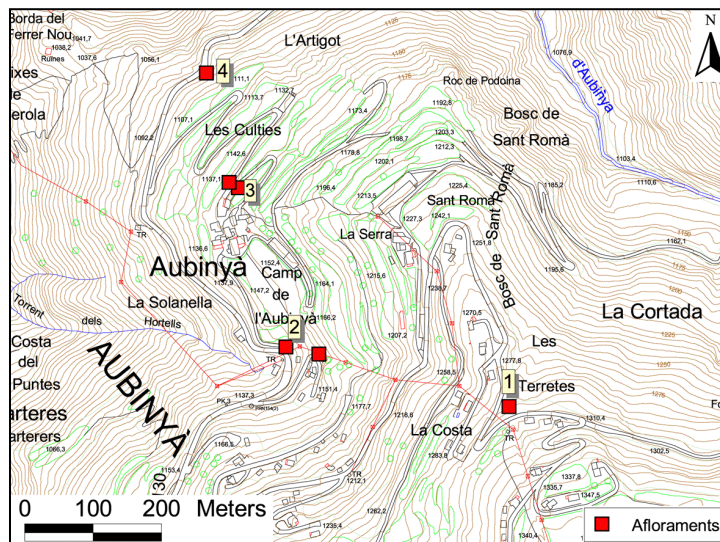
Direcció: **Valentí TURU i MICHELS**
C/ Dr. Nequi, núm. 4,
Edifici Vilalta 1^r 3^a
Telèfon i fax: 321815 - 820323
E-mail: risc.dryas@igeotest.ad
<http://www.igeotest.ad>
Expedient: **D-030-AQ-004.03.16**

A2.1 INDICIS D'INESTABILITAT AL VESSANT

A continuació s'efectua un estudi del peu del vessant en els seus sectors més actius, els quals ja han estat identificats per COPONS (2005) en base a la cartografia geomorfològica 1:50.000, que són els Hortells i La Cortada. Així mateix es mostren afloraments d'Auvinyà i Juberri.

A2.1.1 Sector Auvinyà

Al següent mapa de situació es mostren tota una sèrie d'afloraments on s'ha observat la presència de la milonita de falla.



A2.1.1.1 Aflorament 1

Per sota de la urbanització de les Terretes s'observa com aflora la milonita de falla amb una geometria subhoritzontal. Sobre aquesta es disposen els col·luvions vermells, adaptant-se a la morfologia del vessant.



Foto A1.1 Vista general de la milonita de falla



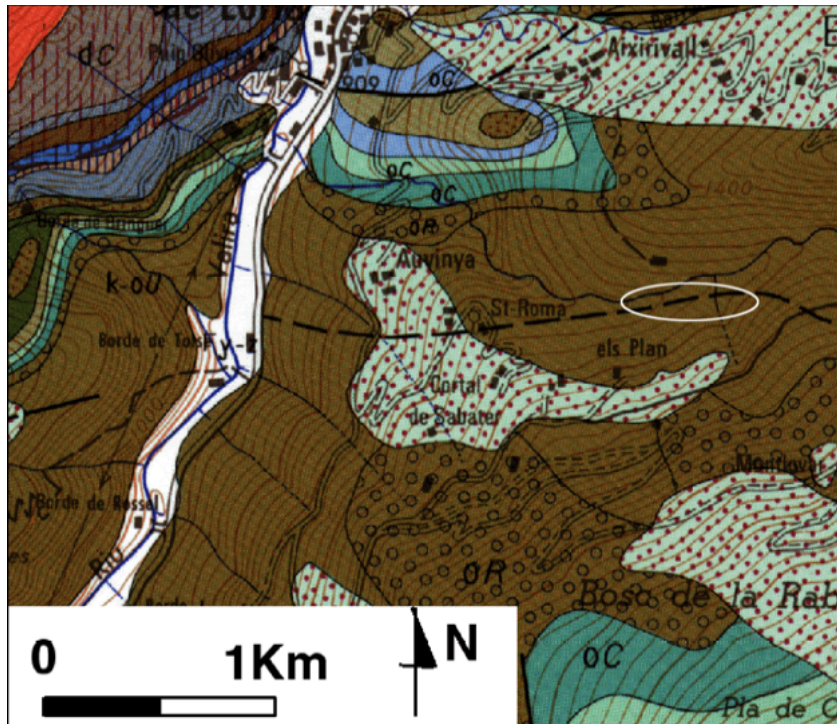
Foto A1.2 Detall de la milonita de falla

Des de Sant Romà d'Auvinyà i mirant cap al sector de Les Terretes, es pot veure al bosc del vessant de "La Cortada" uns materials d'uns colors blancs-blavosos que reflecteixen la continuïtat de la milonita de falla en aquest sector.

Foto A1.3 Bosc de La Cortada



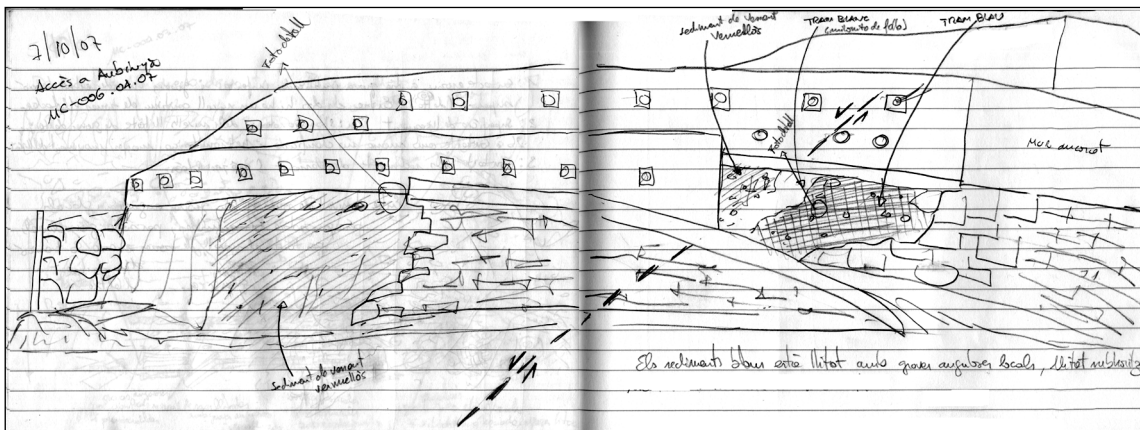
Foto A1.4 Vista de la milonita en el bosc



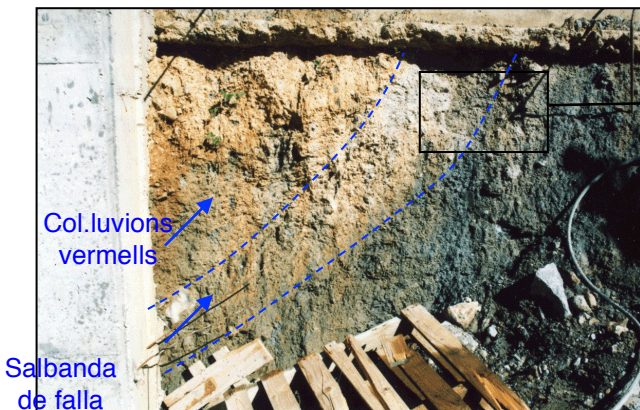
Cercle blanc correspon al sector fotografiat del vessant de la Cortada
(Cartografia de BESSON, 1990)

A2.1.1.2 Aflorament 2

En el desmunt realitzat al costat de la C.S. 310 al sector de la Solanella (Expedient **MC-030-IGEO-006.04.07**) s'observen uns afloraments de col·luvions vermells que es disposen sobre uns materials blancs-blavosos que són la salbanda i milonita de falla. Cal anotar l'orientació dels materials, els de la milonita de falla es troben llitats subhoritzontalment, mentre que els col·luvions vermellosos es troben inclinats adaptant-se a la inclinació de la falla. Entre ambdós materials s'ha observat un de més blanquinós compacte amb foliació adaptada a un moviment del bloc superior vers el vessant, se li interpreta com una superfície de falla que afecta als materials blavosos en aquest sector.



Esquema del desmunt de la fotografia inferior



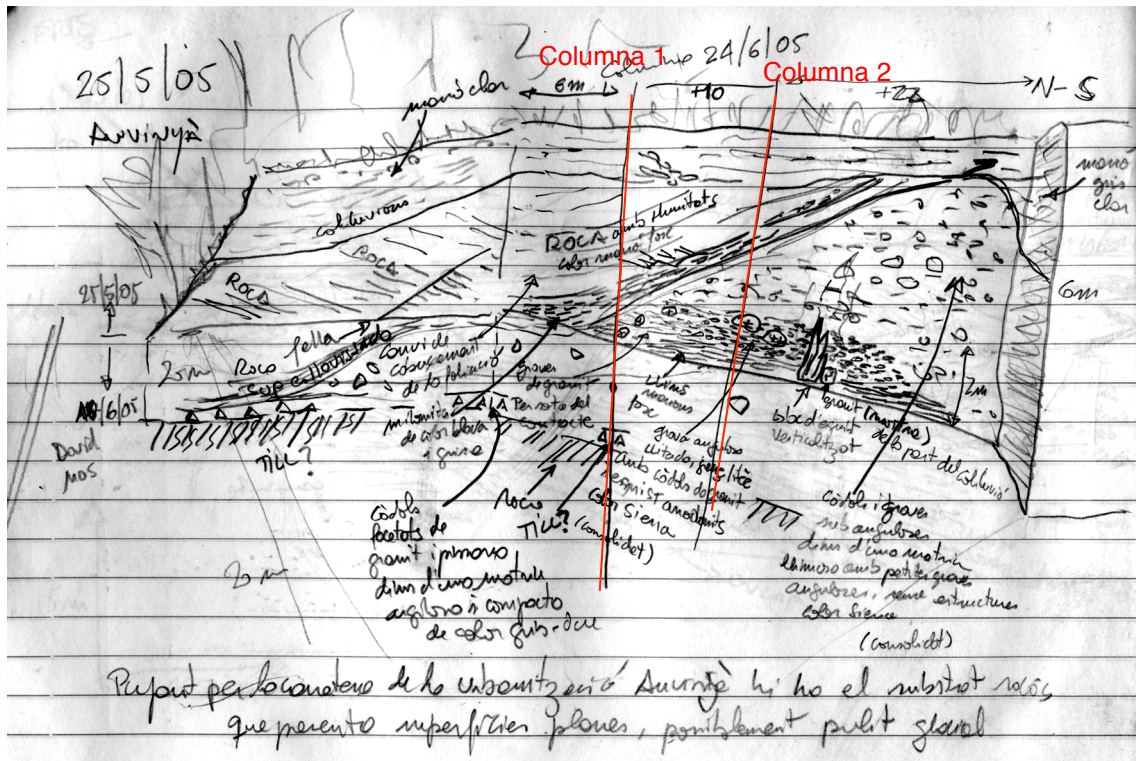
Detall de la zona de contacte entre els col·luvions i la milonita de falla



Detall de l'adaptació de la foliació de la milonita seguint el lliscament del bloc superior

A2.1.1.3 Aflorament 3

Al poble d'Auvinyà al 25 de maig de 2005, es podia veure un desmunt de terres, on s'observà com els col·luvions es disposen sobre una massa formada per grans blocs de roca i per sota se situen uns materials blavosos de la milonita de falla que inicialment van ser interpretats com un till subglacial. Cal anotar que en aquest aflorament el sediment de vessant presenta litologies extraconca (granits).

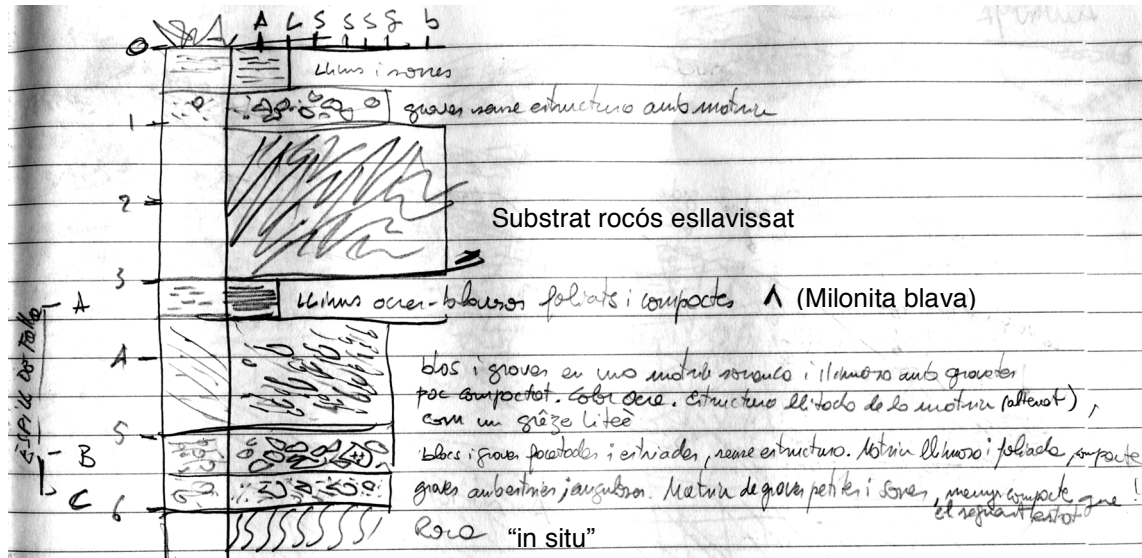


Esquema de la fotografia inferior

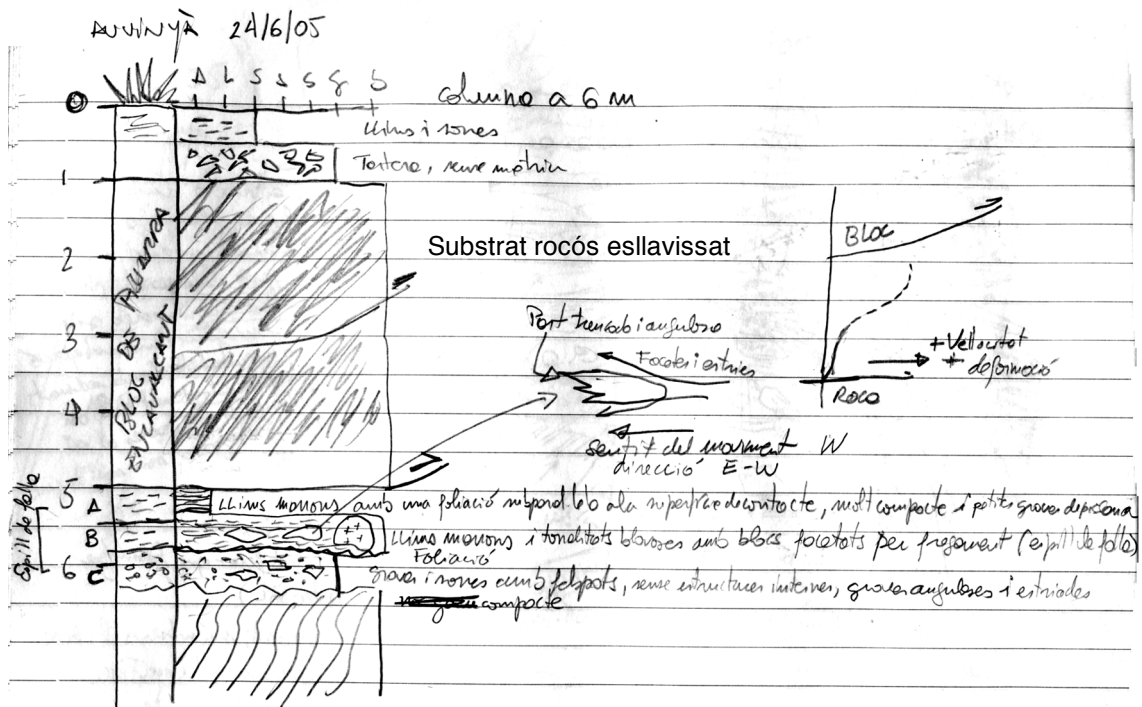


- Substrat rocós esllavissat
- Milonita de falla
- Substrat rocós pissarrenc

En aquest aflorament a banda de realitzar l'esquema i descripció de l'aflorament es van aixecar dues columnes litològiques per tal de veure les relacions entre els materials. La situació de les mateixes es troba a l'esquema anterior.



Columna litològica 1 de l'aflorament 3

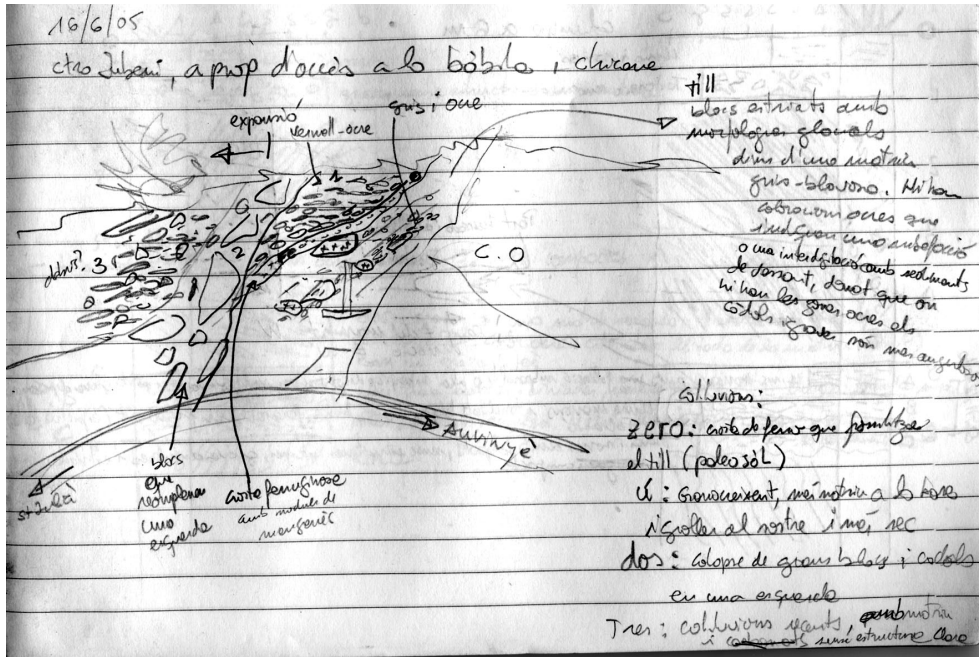


Columna litològica 2 de l'aflorament 3

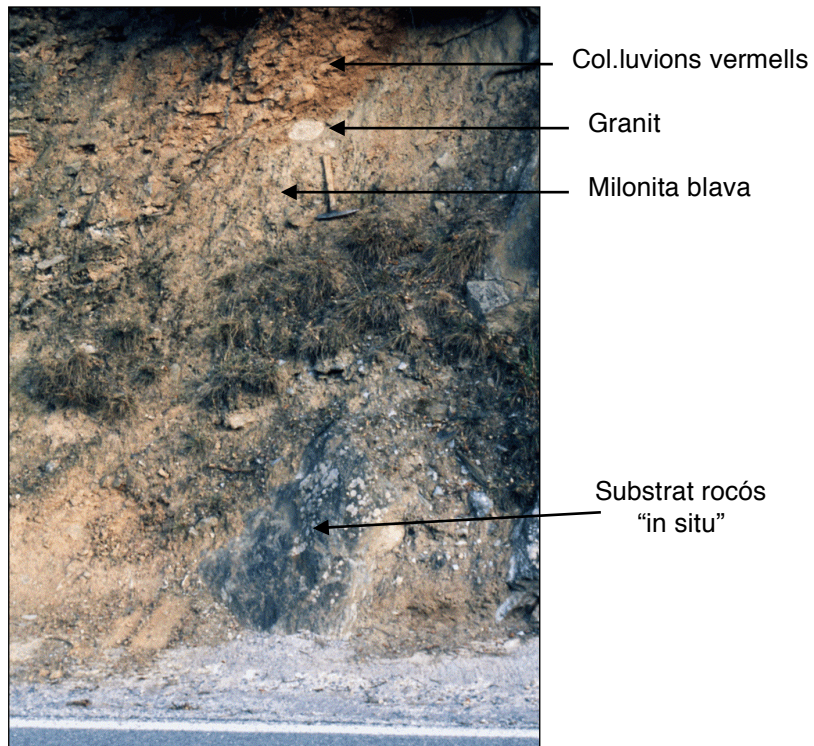
En aquestes columnes litològiques s'observen com els materials poligènics estan afectats per la milonita, ja que el facetat i les estries solament són presents en una de les cares de les graves i paral·lel a la foliació de la matriu (estries de la falla, no glacials). Aquests còdols i graves poligèniques ens indiquen la posició de la vall del riu Valira a una alçada molt important, fet que implica també que l'antigor del lliscament formador de la milonita de falla és anterior i per tant molt antic.

A2.1.1.4 Aflorament 4

Al següent aflorament a la carretera C.S. 310 per sota del poble d'Auvinyà s'ha observat un aflorament que presenta grans granítics dins d'una matriu blavosa, interpretada inicialment com un till subglacial, però que a la llum de les descripcions anteriors s'interpreta com la continuació de la milonita de falla. Per sobre se situen els col·luvions vermells i el conjunt està afectat per una fractura que indica reactivació posterior del moviment de vessant.



Esquema de la fotografia inferior.



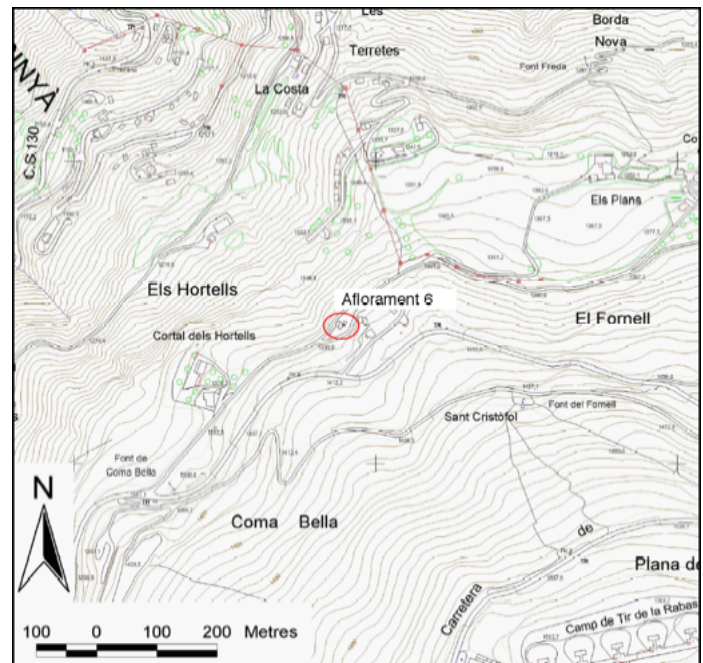
A2.1.1.5 Aflorament 5

Al sector del peu del vessant dels Hortells, s'ha pogut identificar diversos murs de la Urbanització Auvinyà que estan esquerdats, fet que denota una certa inestabilitat en el sector. En base a la prospecció geofísica efectuada en aquest sector (expedient **G3-050-PV-013.06.07**), el terreny es compon d'una capa superficial formada per col·luvions i per un substrat rocós que es troba alterat en els primers metres.



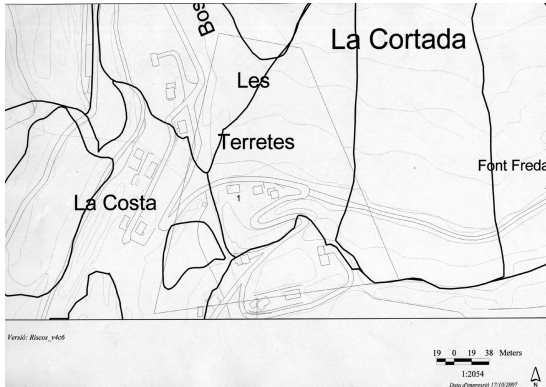
A2.1.1.6 Aflorament 6

A la coronació del vessant dels Hortells, s'ha pogut identificar en base a la prospecció geofísica efectuada en aquest sector (expedient **G3-050-AQ-021.09.08**) que el terreny es compon d'una capa superficial formada per col·luvions i per un substrat rocós corresponent als Conglomerats de la Rabassa. En aquest sector no s'han observat signes d'inestabilitat en les estructures (murs i edificis) ni en les infraestructures (carreteres i vials).



A2.1.2 La Cortada

El sector de La Cortada està catalogat com de perillositat mitja derivada de la susceptibilitat del terreny per esllavissaments superficials, posada en evidència a través de *l'Estudi de la zonificació del terreny segons la problemàtica geològica-geotècnica* (EUROCONSULT, 2001), a continuació es procedeix a conèixer l'abast d'aquesta perillositat arran de la possible existència de les perillositats informades per part de l'administració (M.I. GOVERN D'ANDORRA).



Consulta del mapa d'Edificabilitat. Perillositat Natural:

Data: 17-10-2007
Hora: 12:00:38 PM

Consulta número: 1

Perillositat mitja per Esllavissament superficial

Edificabilitat Per Perillositat: Edificable amb grans restriccions

Documentació a sol·licitar:

Documentació base: Estudi geològic-geotècnic (Estudi geològic, apartat nº5, opció b)
Documentació per perillositat natural: Annex de coneixement + Annex Esllavissament superficial

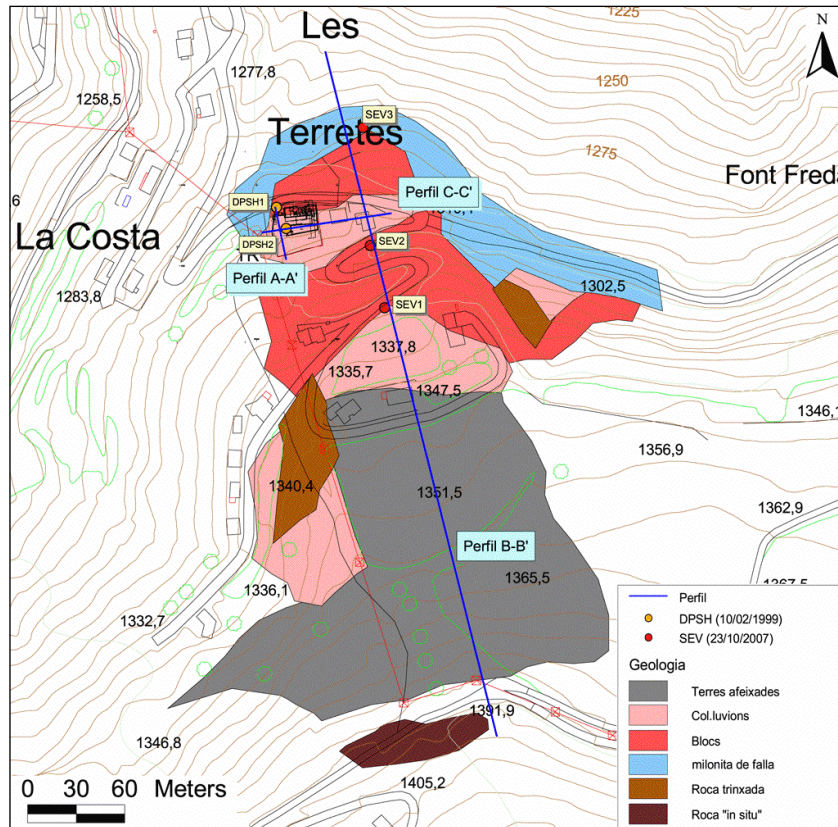
A2.1.2.1 Cartografia

Per tal de tenir una idea més concreta sobre els materials geològics presents al sector, s'ha realitzat una cartografia geològica del sector inestable.

Com es pot veure a la cartografia la roca "in situ" aflora per sota de la carretera de la Rabassa C.S. 130, en el camí que porta als Plans. Més avall s'hi troben petits sector on aflora la roca però en un estat molt fracturat (veure fotografia adjunta).



Roca amb una qualitat dolenta (RMR < 40)



A la part baixa de la cartografia realitzada s'ha representat un aflorament corresponent a una milonita de falla, la qual engloba megafragments de roca.

Tot el sector està entapissat per terres, col·luvions i blocs, en el sector més al sud aquestes terres es troben afeixades.

Aquests sediments quaternaris que cobreixen el substrat rocós, pertanyen a dipòsits de vessant. Cal anotar les tonalitats vermelloses que presenten els col·luvions s'associen als sediments existents a l'antiga bòbila d'Auvinyà, els quals els autors clàssics (CHEVALIER i LLOBET) han assignat una edat de Vilafrancià (Quaternari antic).



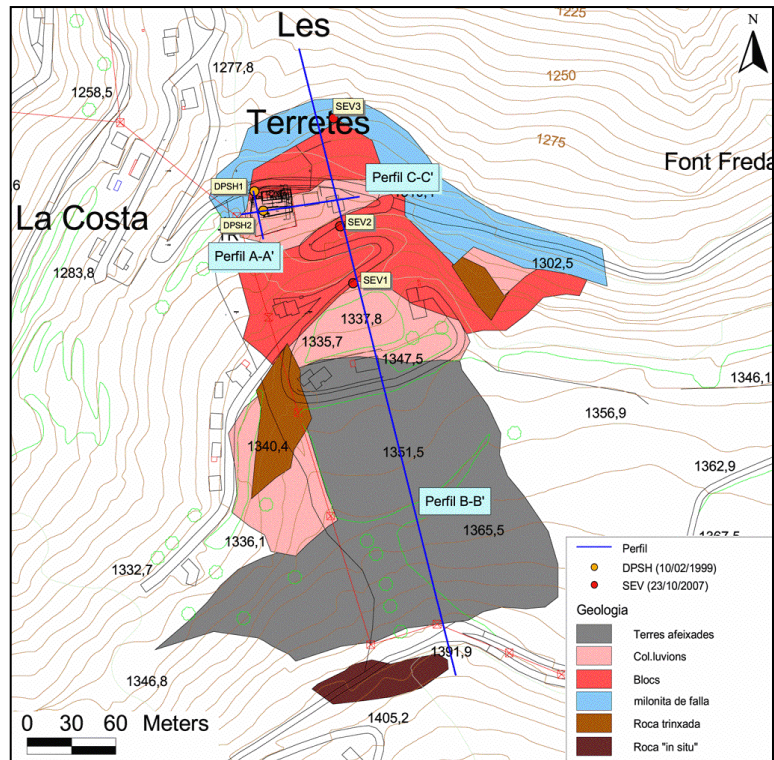
Col·luvions vermells



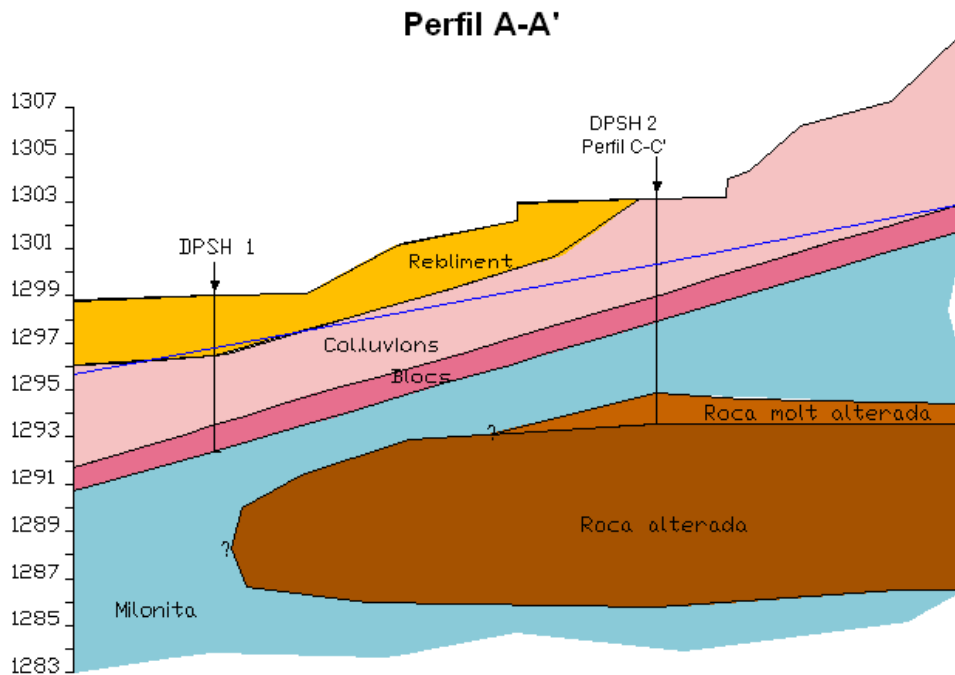
Unitat de blocs

A2.1.1.2 Interpretació al sector de Les Terretes

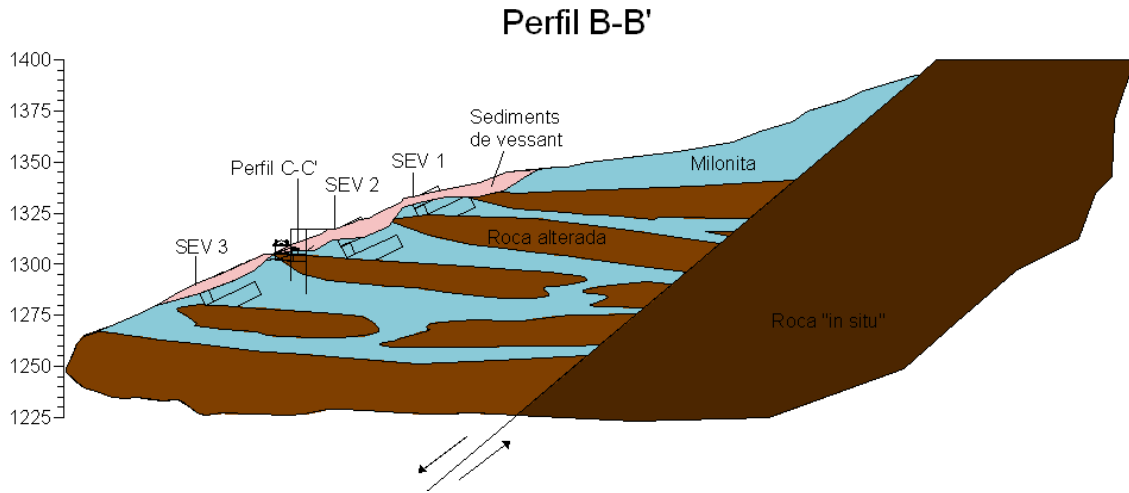
A partir de l'anàlisi de les prospeccions geofísiques (Expedient núm. **G3-050-AQ-018.10.07**) i geomecàniques (Expedient núm. **A-040-AQ-010.02.99**) realitzades en una parcel·la de Les Terretes i en el seu vessant (afectat com la perillositat mitja per esllavissaments superficials), s'han realitzat una sèrie de perfils geològics, la seva ubicació es troba al següent mapa.



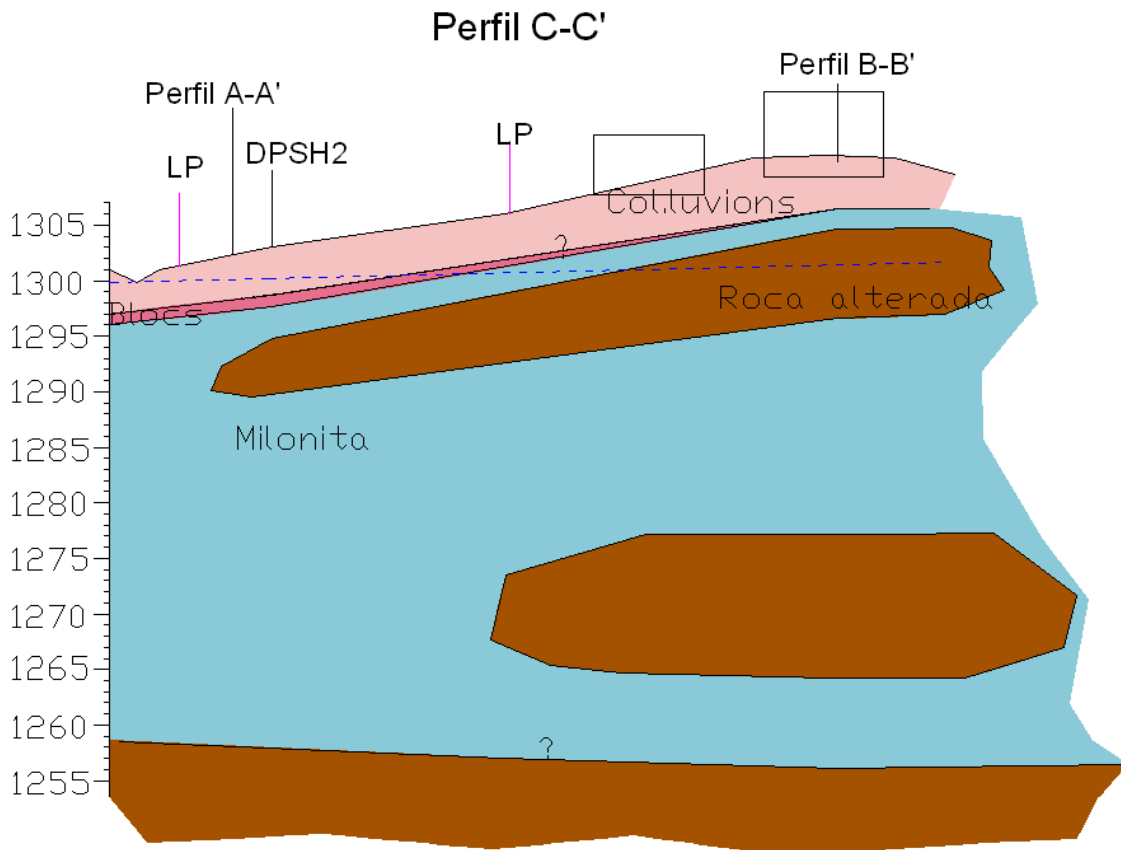
El perfil A-A' s'ha realitzat en direcció NW-SE, al sector oest de la parcel·la d'estudi. Es pot observar com les capes de la formació superficial presenten una inclinació aproximadament seguint la topografia, mentre que la salbanda es disposa subhoritzontal presentant grans blocs de roca dins seu.



El perfil B-B' s'ha realitzat en direcció NW-SE, al costat est de la parcel·la amb l'objectiu de veure la geologia del vessant. Es pot observar com la banda de milonita amb blocs de roca alterada és molt ampla.



El perfil C-C' s'ha fet en direcció W-E, longitudinalment a la parcel·la. Com es pot veure els sediments de vessant presenten una lleugera inclinació cap a l'oest seguint el gradient topogràfic.



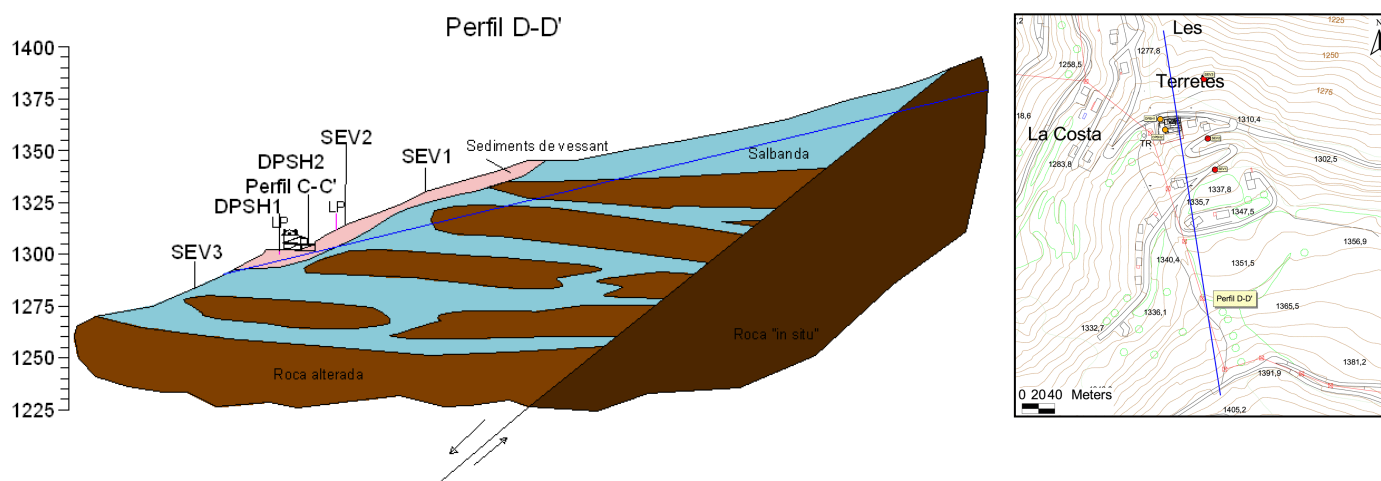
A2.1.1.3 Anàlisi d'estabilitat del vessant

S'ha analitzat l'estabilitat del vessant natural i del vessant modificat amb el programa SLIDE segons el mètode de BISHOP (1955) modificat (veure <http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos%20Risc%20WEB/Esllavissaments/A1%20Bishop%20modificat.pdf>).

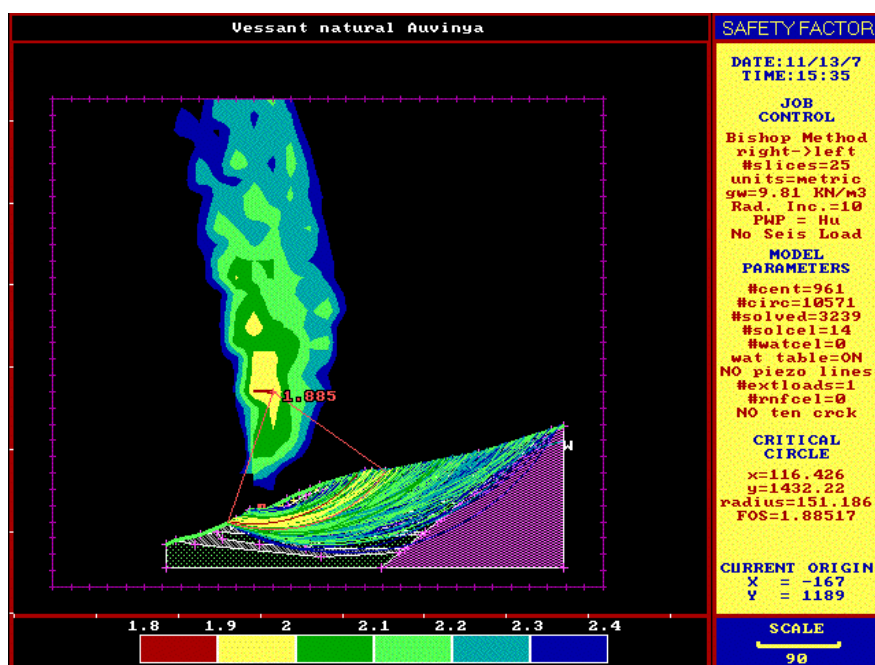
Per tal de dur a terme l'anàlisi s'han fet servir els següents paràmetres geomecànics inclosos en l'informe geològic (Expedient núm. **G-040-AQ-026a.10.07**). En el cas dels sediments de vessant composts de col·luvions i una petita capa de blocs, hom a optat per considerar els paràmetres dels col·luvions com a representatius de tot el conjunt, situant-se així del costat de la seguretat. En el cas del substrat rocós "in situ" hom ha optat per tenir en compte les dades obtingudes a partir de la prospecció sísmica realitzada a l'informe **G-040-PR-015a.05.07**, on es determinava un RMR de la roca de 48,4.

Característiques geomecàniques			
Capa	ϕ_u	C_u	δ
Col·luvions	32,7	0,21	1,9
Salbanda o milonita	35,1	0,35	2
Substrat rocós alterat	33,7	0,25	2,7
Substrat rocós "in situ"	28,9	2,39	2,7
Unitats	Graus sexagesimals	Bars	T/m³

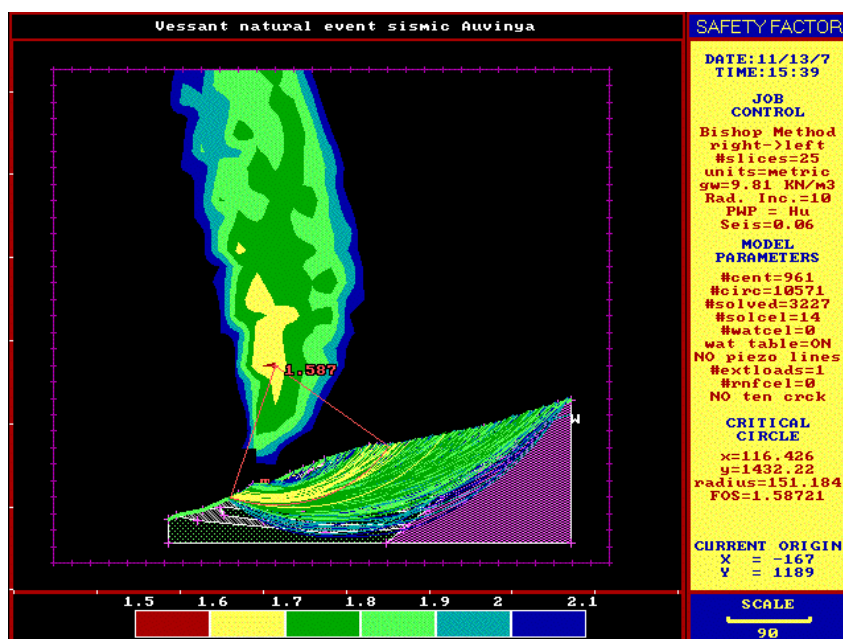
L'estabilitat del vessant s'ha estudiat al llarg del perfil D-D' (veure figura següent).



Mitjançant el mètode de BISHOP Modificat s'han generant més de 10.000 cercles de ruptura (expedient **D-030-AQ-026.10.07**), s'observa un factor de seguretat mínim de l'ordre d'**1,885** per al vessant natural, el que vol dir que el vessant és estable en condicions naturals segons la direcció d'aquest perfil, i la metodologia indicada a l'annex de documentació (consultable a la pàgina web:<http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos%20Risc%20WEB/Esllavissaments/A1%20Factor%20de%20Seguretat.pdf>)



No obstant si es té en compte la possible incidència d'un terratrèmol en l'estabilitat del vessant, hom obté que el factor de seguretat mínim per al vessant és de **1,587**. En aquest cas el vessant continuaria sent estable.

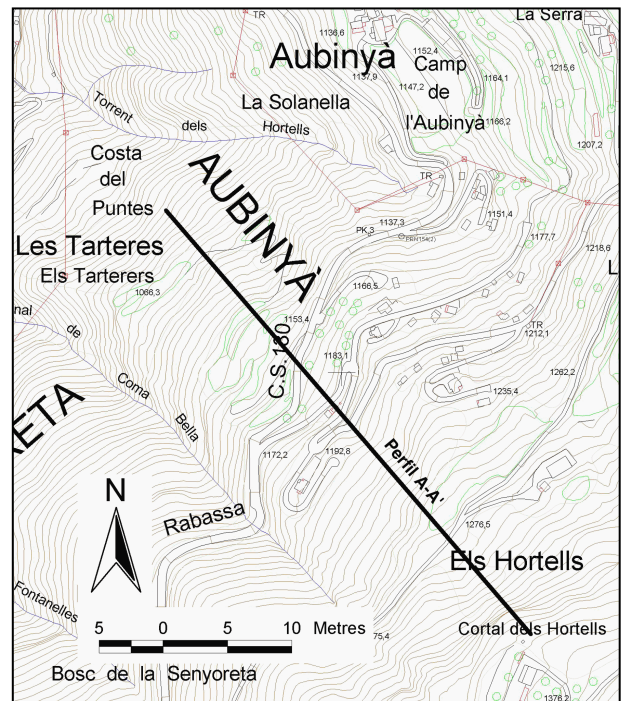
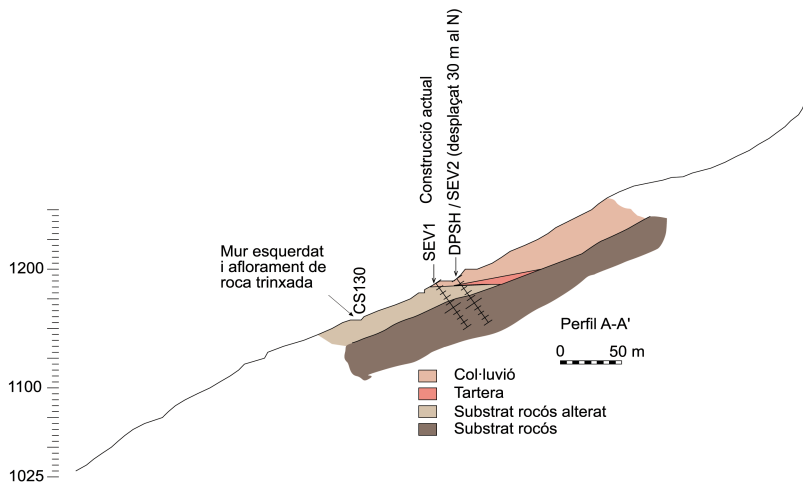


A2.1.3 Cortal dels Hortells

Segons l'expedient **G-040-PV-017.06.07**, a la zona del Cortal dels Hortells existeix una tipologia de substrat rocós format per pissarres del Cambro-Ordovicià (k-oU, color marró). A partir dels sondatges elèctrics verticals (expedient **G3-050-PV-013.06.07**) s'ha pogut observar que aquest substrat rocós presenta una resistivitat de l'ordre de 2500 ohms*m. Cal anotar que aquest substrat rocós es troba alterat en els primers 14-15 metres, i presenta una resistivitat d'entre 150-250 ohms*m i una velocitat de les ones P d'entre 930-1300 m/s. Així mateix la part més superficial d'aquest substrat rocós es troba molt alterada donant un colpeig mig de 34,4 cops en els, aproximadament, primers 2 metres.

La formació superficial està representada per materials de diferent granulometria, principalment formats per sediments de vessant. A partir de les prospeccions realitzades a la parcel·la (expedient **G3-050-PV-013.06.07** i **G-040-PV-017.06.07**) s'ha determinat una resistivitat que oscil·la entre els 3500 i 475 ohms*m (associada a dipòsits de vessant) i una velocitat d'entre 400 i 700 m/s. Finalment a partir de la prospecció geomecànica s'ha establert un colpeig mig de 13,7 cops per al conjunt d'aquesta formació i concretament de 20,1 cops per als col·luvions. A partir de les prospeccions de camp realitzades a la parcel·la, s'ha realitzat un perfil interpretatiu del subsòl de la parcel·la. La situació del mateix es mostra al següent mapa.

El perfil A-A' s'ha realitzat en direcció NW-SE. Es pot observar com el contacte entre la formació superficial i la roca alterada és pràcticament subhoritzontal, per sota se situa el substrat rocós format per pissarres del Cambro-Ordovicià que segueix un gradient semblant al de la topografia.



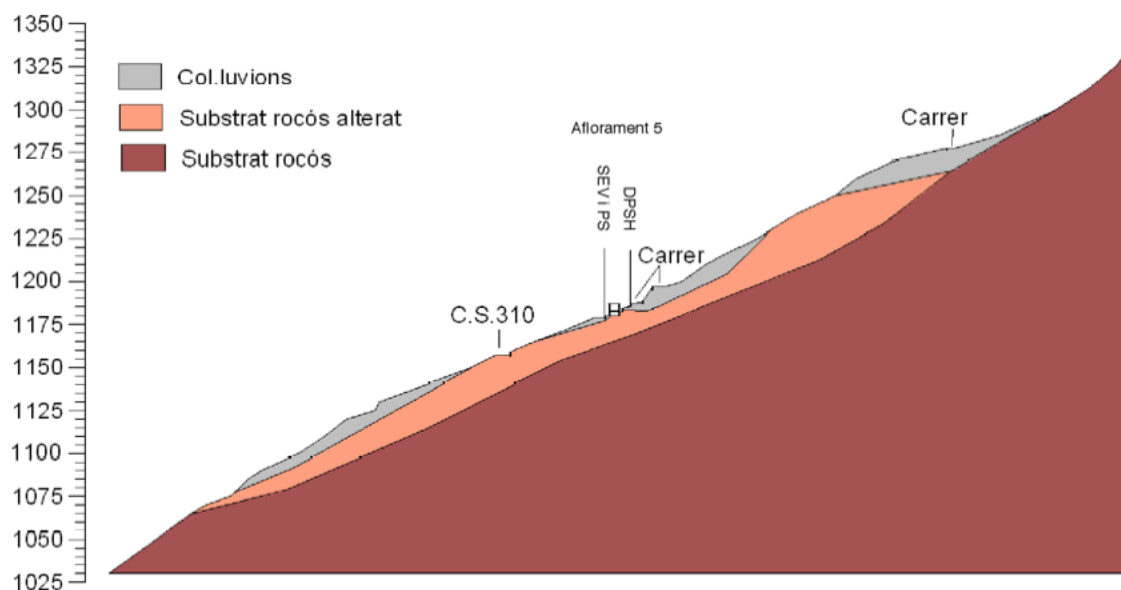
A2.1.3.1 Anàlisi d'estabilitat del vessant

S'ha analitzat l'estabilitat del vessant natural i del vessant modificat amb el programa SLIDE segons el mètode de BISHOP (1955) modificat (veure <http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos%20Risc%20WEB/Esslavissaments/A1%20Bishop%20modificat.pdf>).

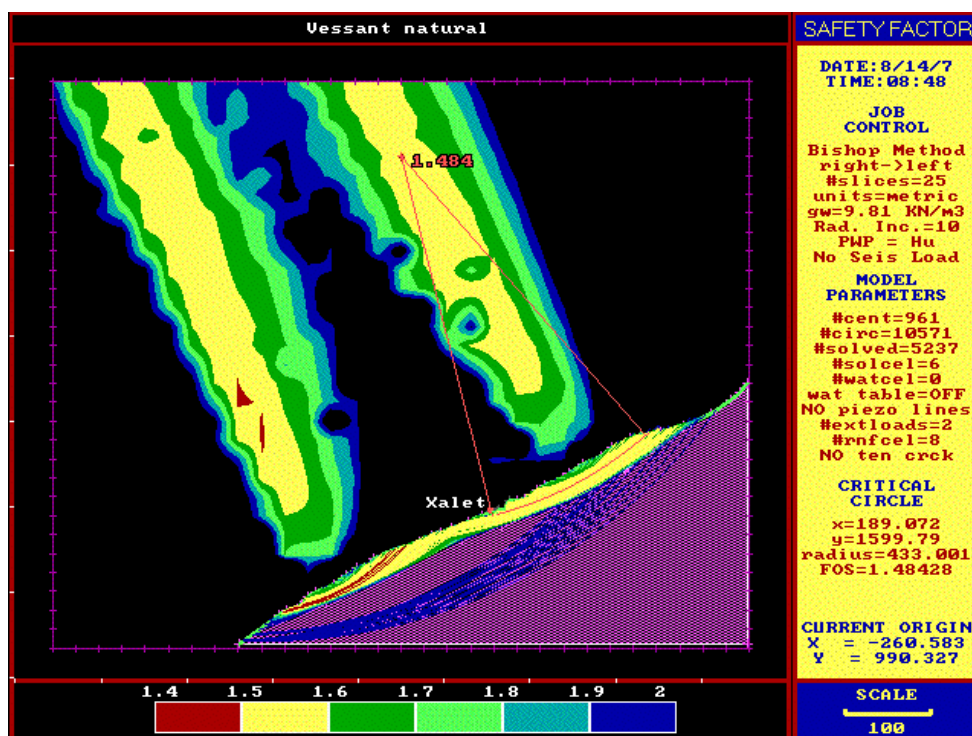
Per tal de dur a terme l'anàlisi s'han fet servir els següents paràmetres geomecànics inclosos en l'informe geològic (Expedient núm. **G-040-PV-017.06.07**).

Característiques geomecàniques			
Capa	ϕ_u	C_u	δ
Col·luvions	32	0,27	2,0
Substrat rocós alterat	34,4	0,21	2,5
Substrat rocós	35	2	2,7
Unitats	Graus sexagesimals	Bars	T/m³

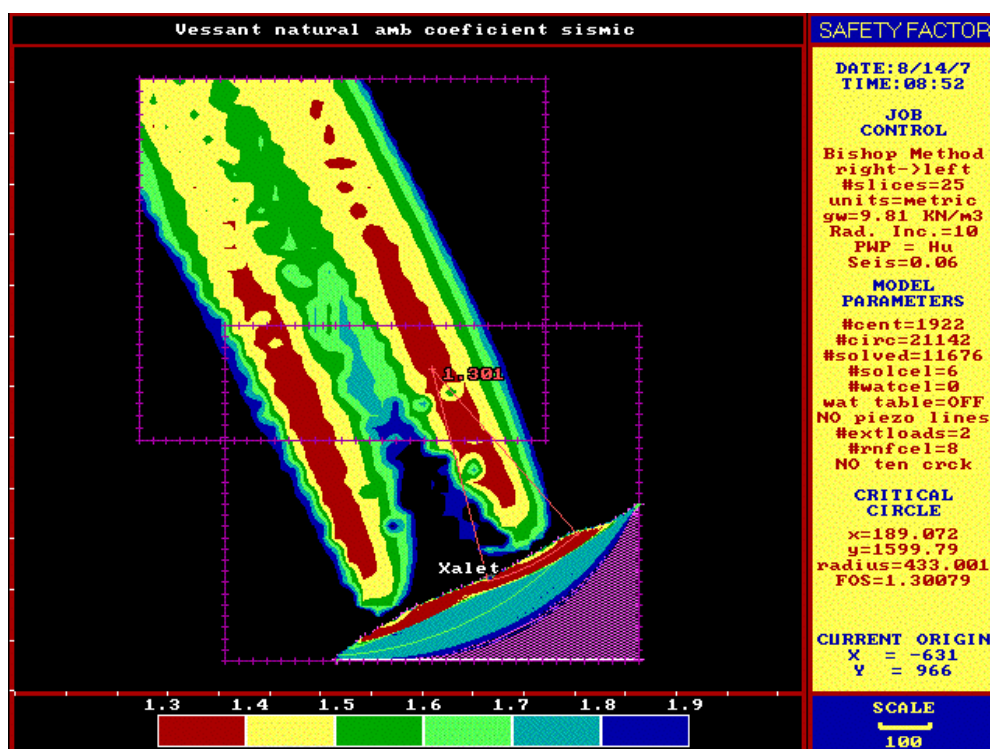
L'estabilitat del vessant s'ha estudiat al llarg del perfil A-A' (veure figura anterior).



A la imatge següent es pot observar com **el factor de seguretat mínim** que presenta el vessant en general en el seu estat natural és de **1,484**, el que vol dir que el vessant és estable en condicions naturals segons la direcció d'aquest perfil.

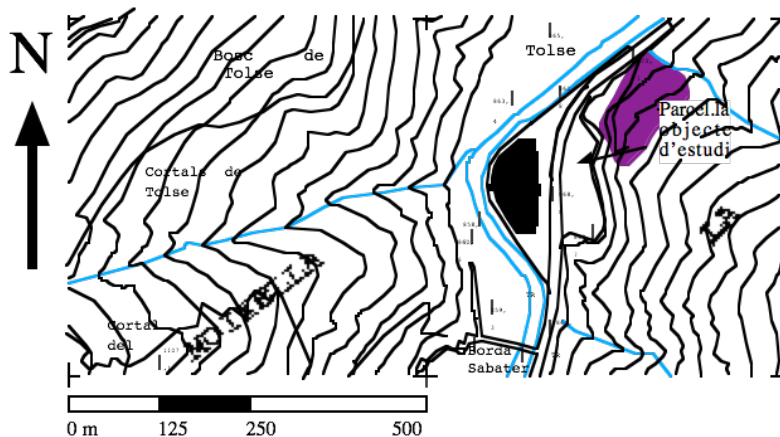


No obstant si es té en compte la possible incidència d'un terratrèmol en l'estabilitat del vessant, hom obté que el factor de seguretat mínim per al vessant és de **1,301**. En aquest cas el vessant seria metaestable, segons <http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos%20Risc%20WEB/Esllavissaments/A1%20Factor%20de%20Seguretat.pdf>.



A2.1.4 Vessant de La Senyoreta

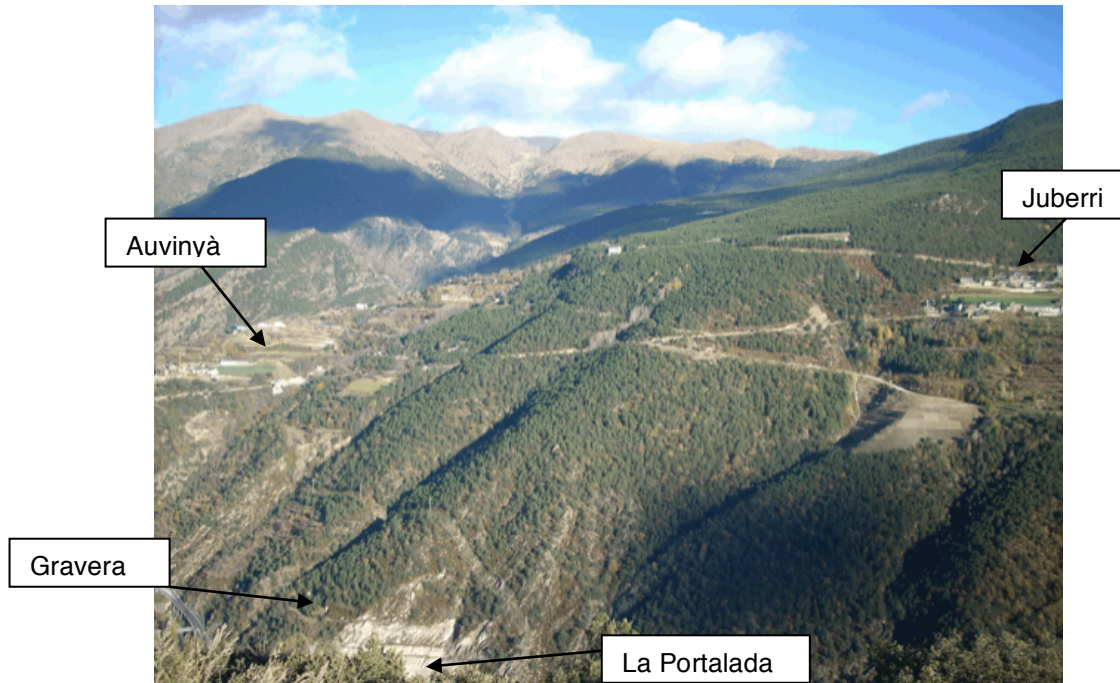
En el vessant de la Senyoreta, on al seu peu se situa la parcel·la coneguda com La Portalada, existeix una antiga gravera que se situa per sobre del talús nord de la parcel·la, aquesta fou estudiada per TURU & PLANAS (2005; <http://www.igeotest.ad/articulos/vsart.asp?ID=28>). Aquesta gravera pertany a una antiga terrassa fluvial que actualment es troba a uns 80 metres per sobre de l'actual nivell del riu.



Situació de l'antiga gravera (en morat) i de la parcel·la d'estudi

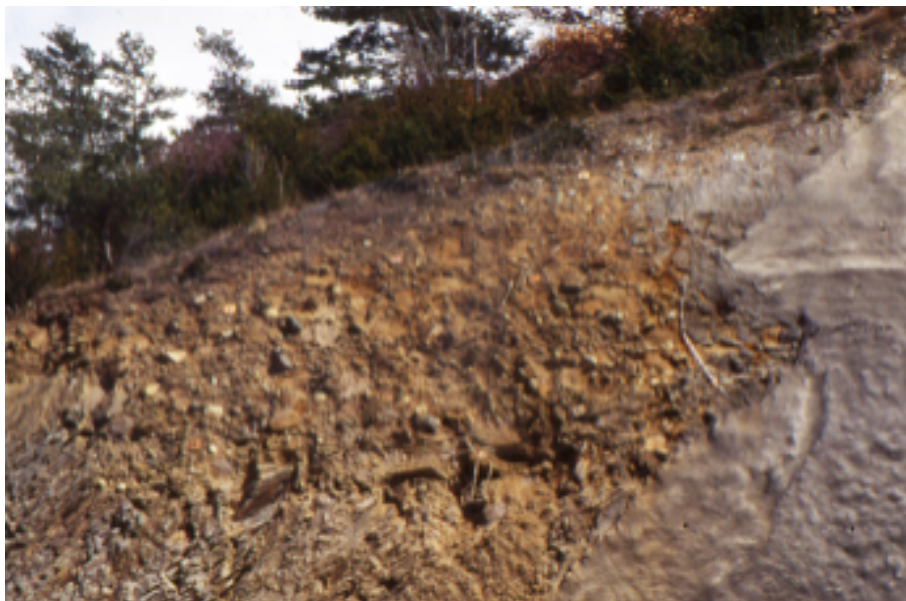


Fotografies de l'antiga gravera



Fotografia del vessant de la Senyoreta

TURU (1994) descriu entre els torrents de Llumeneres i Aixirivall col·luvions amb abundant litologia local i alguns elements litològics al·lòctons, que es troben compactats per l'acció glacial i adossats a ells se situa un till de fusió interpretat com a les restes d'una morrena frontal. Aquesta morrena se situa a la mateixa alçada que la terrassa fluvial que es troba al NE de la parcel·la de La Portalada, en la qual es van datar els sediments (Lum-27) per luminiscència donant una edat OSL de 125 ka \pm 9% (Riss final).



Terrassa fluvial al talús Nord de la Portalada

Com s'ha comentat anteriorment la part alta de la terrassa es va explotar com a gravera i en l'aflorament es poden reconèixer canvis de fàcies de la progradació de la terrassa pels pediments. A la part alta s'observa un espill de falla, fet indicador d'un esllavissament del vessant profund, probablement en l'Eemià (últim interglacial)

En aquest punt cal fer un incís per fer esment que els dipòsits de la terrassa fluvial presenten un elevat valor científic i han estat objecte d'estudi i publicacions (TURU, 1994 "Datos para la determinación de la máxima extensión glaciaria en los valles de Andorra, Pirineo Central"; Actas de la III Reunión de la Sociedad Geomorfológica de España, Logroño, 266-273; i, <http://www.igeotest.ad/articulos/docs/TuruiPlanas.pdf>), per la qual cosa cal tenir present la seva preservació per a les generacions futures.

Terrassa fluvial

TURU i PLANAS (2005) fan un inventari de diferents inestabilitats datades a Andorra (<http://www.igeotest.ad/articulos/docs/TuruiPlanas.pdf>). Entre els diferents tipus d'inestabilitats es diferencien els esllavissaments antics que són anteriors a l'últim cycle glacial, com és el cas del moviment de Certers i d'Auvinyà. Aquests autors també descriuen afloraments que mostren antigues inestabilitats en el vessant de la Senyoreta, situats per sobre de la terrassa fluvial datada de Tolse. En aquest aflorament s'observa bàsicament una successió de sediments de vessant acumulats per sobre de l'antiga terrassa fluvial (C). Els sediments de vessant presenten una superfície endurida amb graves estriades que fou interpretat com un mirall de falla per TURU & PLANAS (2005).





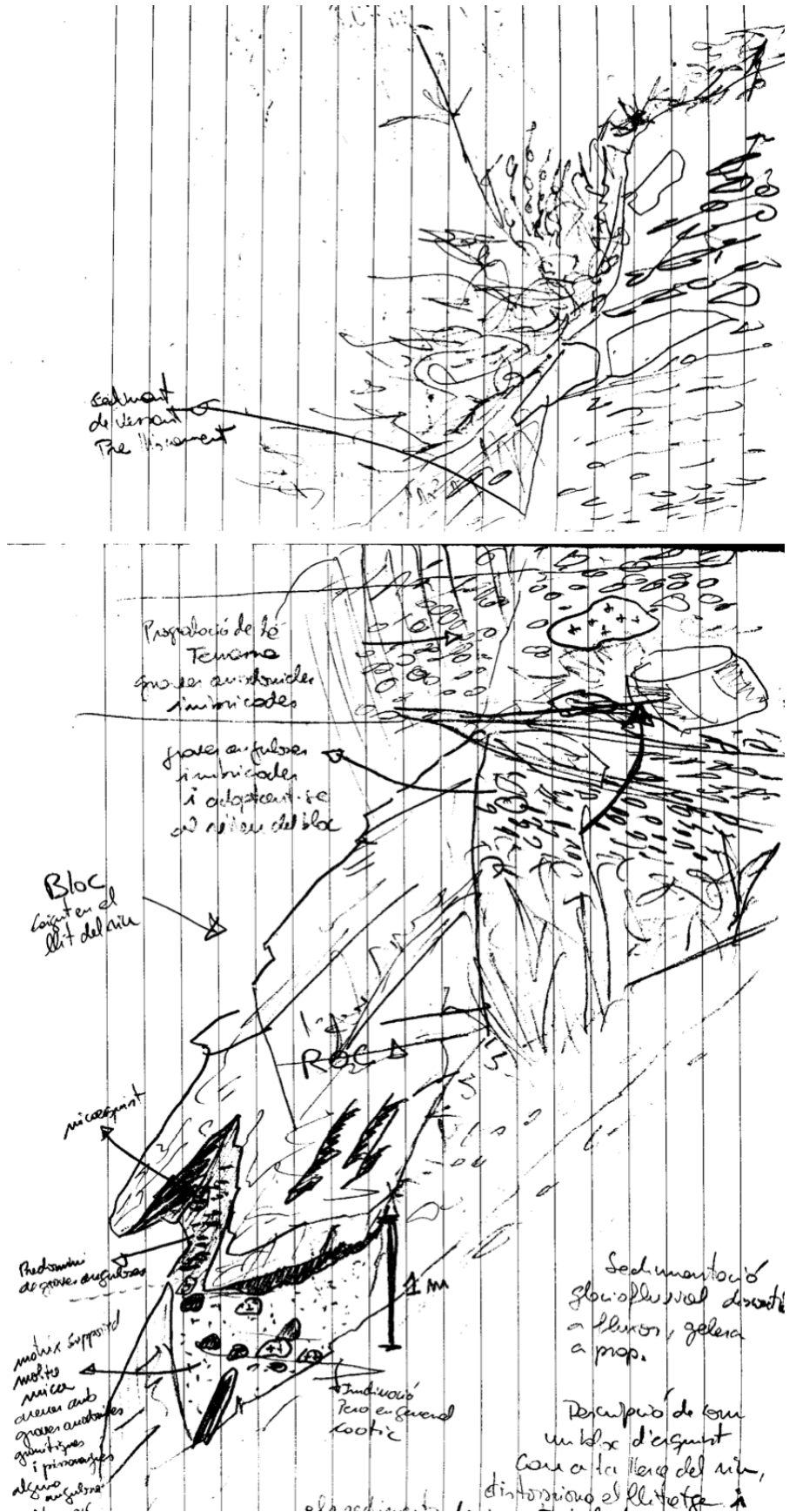
Aflorament de la gravera de Cal Tulse des del sud (T terrassa fluvial, C col.luvions, F , Falla)



*Aflorament de la gravera de Cal Tulse, evidències d'inestabilitats
(1 Dins dels col-luvions, 2 Falla que afecta als col-luvions)*

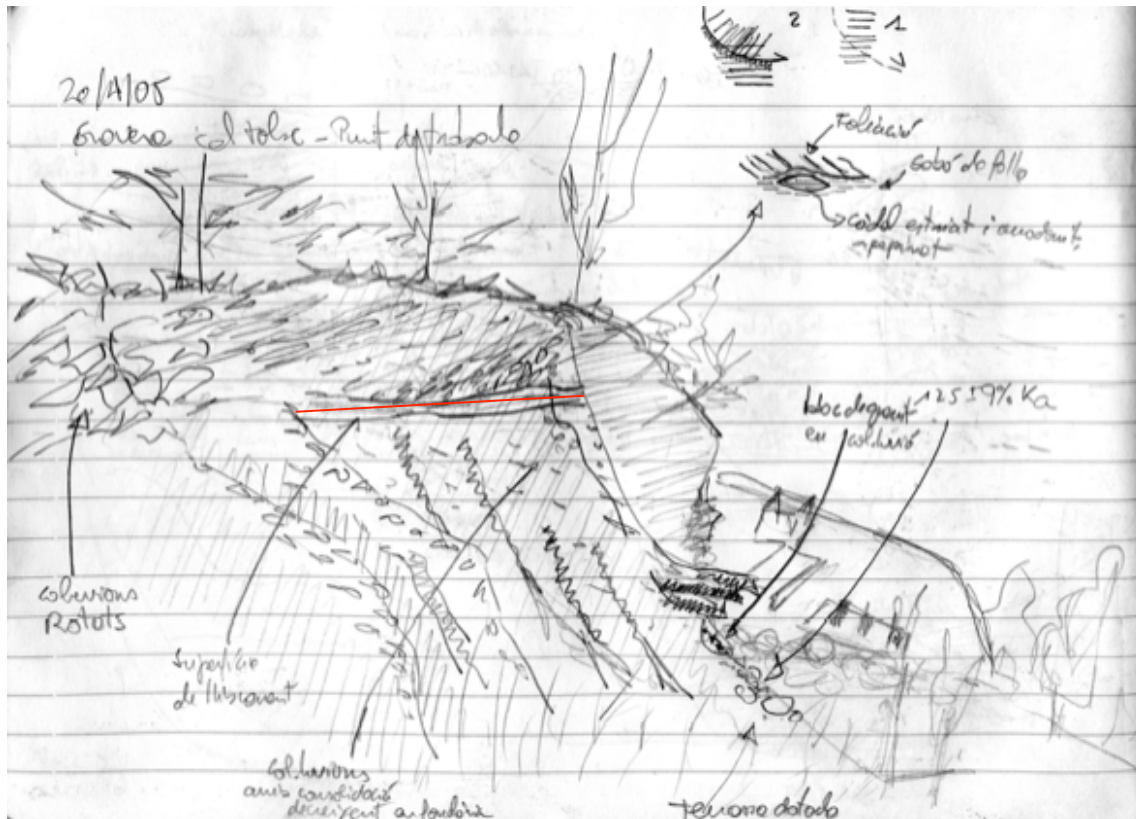


Aflorament nord de la gravera davant de Cal Tolse. Bloc de 6 m³ dins del sediment de vessant per sota de la milonita de falla



Descripció de camp de l'aflorament situat al nord de la gravera de Cal Tolse

Geologia, geotècnica, hidrogeologia, media ambient i serveis científico-tècnics
C/ Dr. Nequi, núm 4. Edifici Vilalta 1^{er} 3^a, AD500 Andorra la Vella, Telèfon i fax: 321815 - 820323,
E-Mail: risc.dryas@igeotest.ad, http://www.igeotest.ad



Croquis de l'aflorament de la gravera vist des del nord, a la part alta es pot observar una superfície milonititzada (vermell) dins dels sediments de vessant

En base a la cronologia obtinguda per TURU i PLANAS (2005) i les relacions observades entre els sediments de vessant i la terrassa fluvial datada, hom conclou que les inestabilitats observades al peu del vessant de la Senyoreta corresponen a un període post-Riss, concretament a l'Eemià (darrer interglacial).

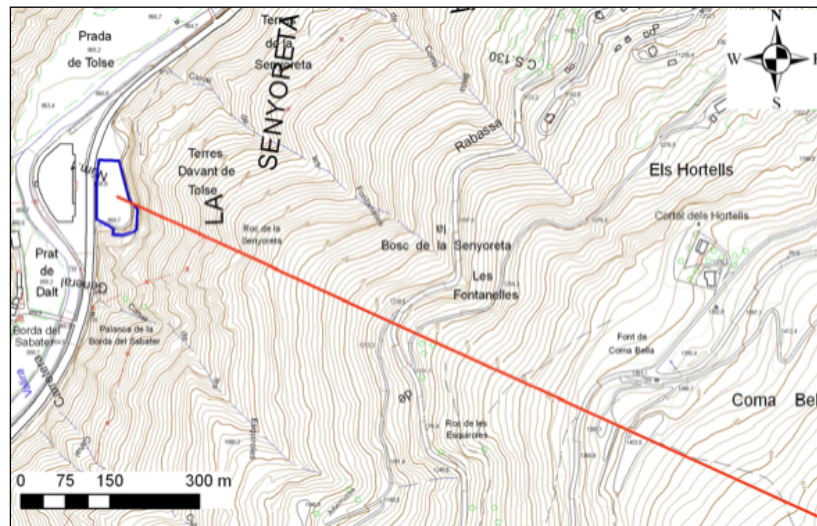


Superfície milonititzada dins dels sediments de vessant

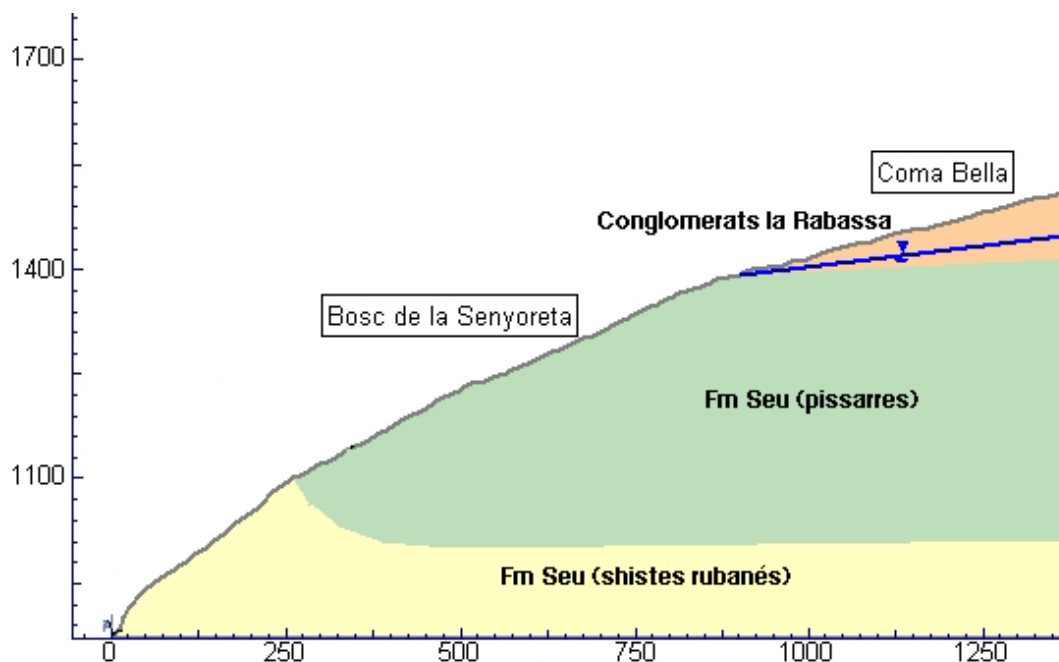
A2.1.4.1 Anàlisi d'estabilitat del vessant

S'ha analitzat l'estabilitat del vessant natural amb el programa SLIDE segons el mètode de BISHOP (1955) modificat (veure <http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos%20Risc%20WEB/Esllavissaments/A1%20Bishop%20modificat.pdf>).

L'estabilitat del vessant s'ha estudiat al llarg del perfil següent.



La geologia del sector presenta una estructura anticlinal amb un nucli format per la formació Seu d'en HARTEVELT (1970). Al sector de la parcel·la s'ha pogut comprovar que la litologia present correspon al membre de "schistes rubanés", coneguts per presentar una coloració gris-verd i ser d'aspecte més compacte.



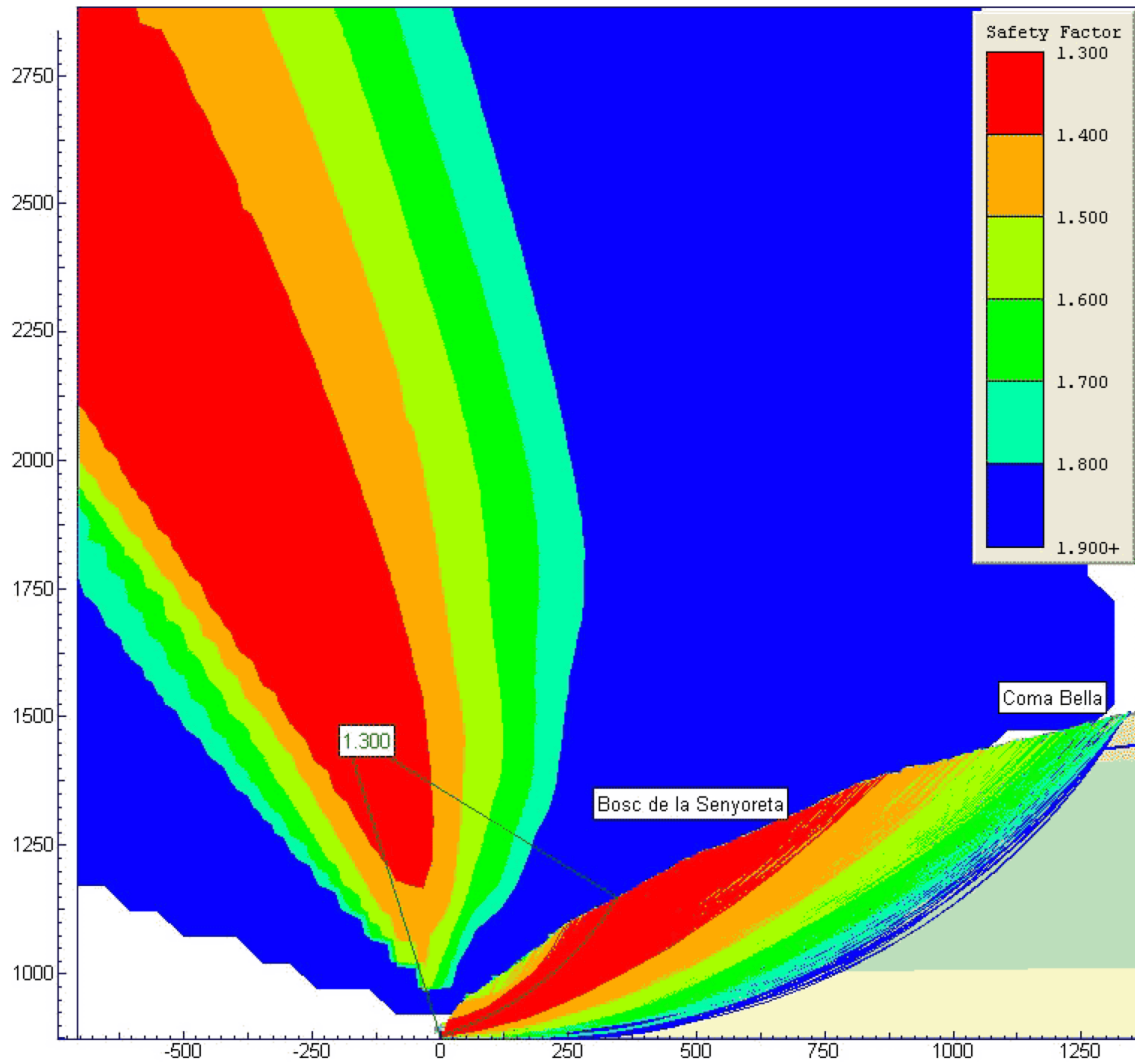
A la part alta del vessant HARTEVELT (1970) ha cartografiat els conglomerats de la Rabassa.

Per tal de dur a terme l'anàlisi s'ha considerat que tot el vessant està constituït per roca pissarrenca de classe mitja. Per a obtenir els paràmetres geomecànics de la Fm Seu s'ha utilitzat els valors mitjos presentats en l'apartat A2.1.1.3 de la prospecció de Les Terretes a Auvinyà.

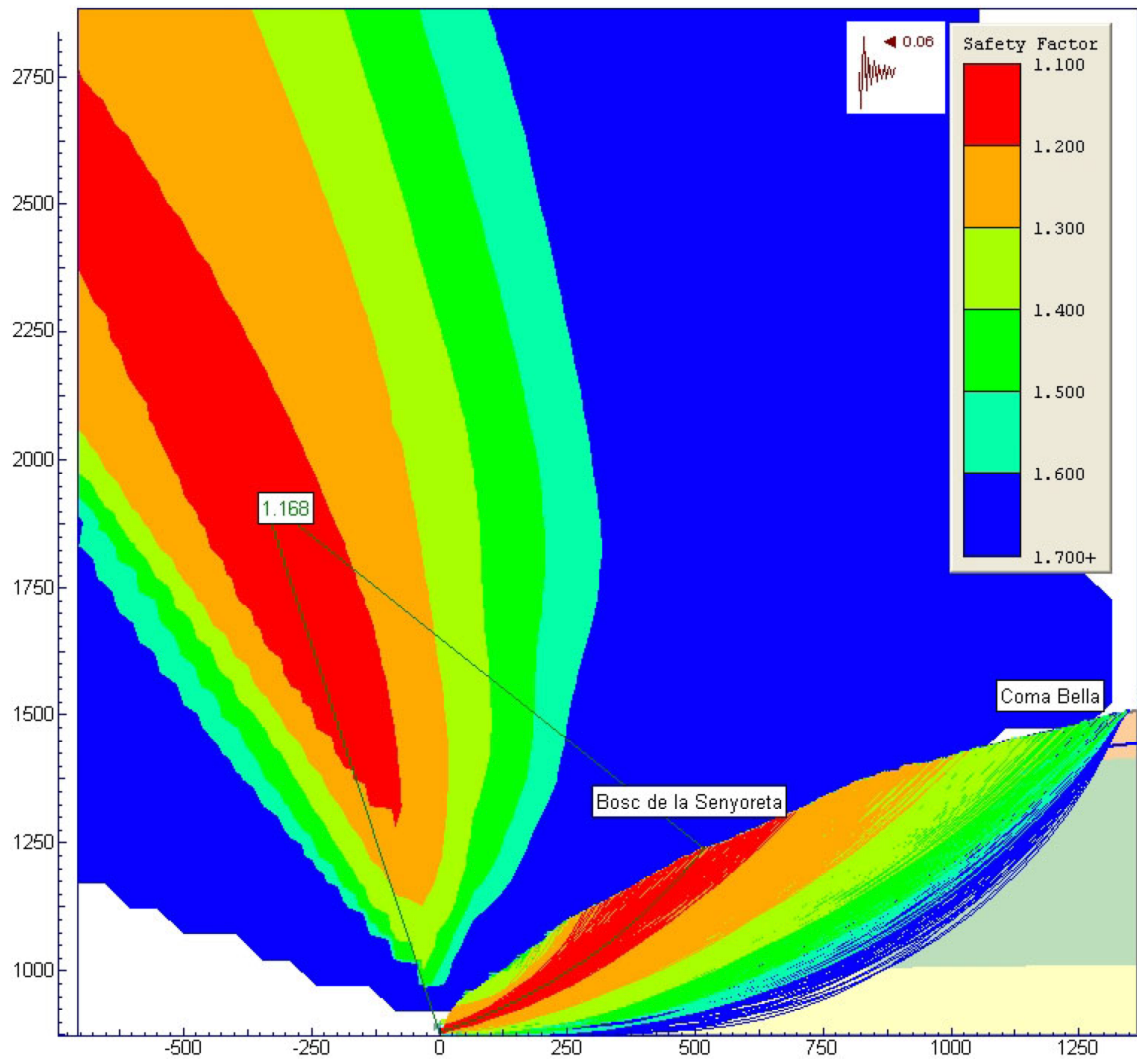
Característiques geomecàniques			
Capa	ϕ_u	C_u	δ
Fm Seu	31,9	2,2	2,7
Schistes rubanés	33	2,5	2,7
Unitats	Graus sexagesimals	Bars	T/m³

No obstant cal recordar que aquests paràmetres corresponen aproximadament a una roca amb un RMR al voltant de 48. Aquesta qualitat de la roca fou posteriorment comprovada mitjançant prospecció sísmica (expedient **G3-050-AQ-001.01.09**) seguint la metodologia que s'esgrimeix en http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos/Classificacio_RMR/RMR_Bieniawski_1979.pdf, en ella es determinà que la velocitat de les ones P per al substrat rocós variava entre 2100-2700 m/s, recomanant una velocitat de 2500 m/s. Per a aquesta velocitat li correspon un RMR de 52, per tant, és del mateix ordre que la que s'ha considerat als càlculs, quedant ambdós RMR dins de la classe III de Bieniawski (1979).

A la imatge següent es pot observar com **el factor de seguretat mínim** que presenta el vessant, hom obté que el factor de seguretat mínim per al vessant **és de 1'3**, classificant-se com vessant estable segons http://www.igeotest.ad/Altres/Annexos/RiscWEB/Esllavissaments/A1_Factor_de_Seguretat.pdf



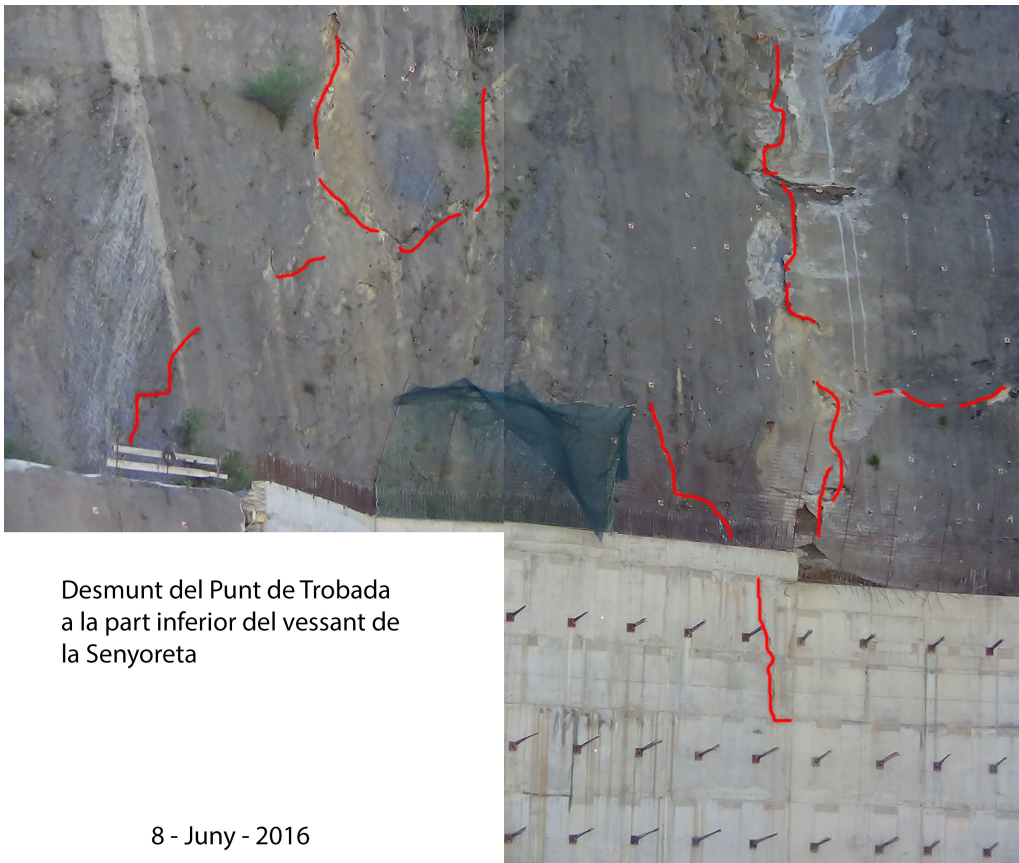
A la imatge següent es pot observar com **el factor de seguretat mínim** que presenta el vessant per la possible incidència d'un terratrèmol ($a = 0,06$) hom obté que el factor de seguretat mínim per al vessant **és de 1'168**.



Recentment s'ha dut a terme una ampliació del desmunt al peu del vessant de la Senyoreta on s'ha observat que hi ha filtracions d'aigua que constantment s'estan bombejant i una sèrie d'esquerdes que afecten a l'antic gunitat així com a la nova estructura de contenció que evidencien una inestabilitat de la part inferior del vessant resseguint una falca. A continuació s'exposa un seguit d'imatges que serveixen per documentar aquestes observacions. No obstant, cal dir, que aquesta inestabilitat està afectant a la part més immediata del vessant en relació al desmunt, és com una gran falca que es tanca en sí mateixa i que en cas de perdre cohesió pot provocar un allau rocós. Aquesta inestabilitat pot tenir conseqüències en la estabilitat del conjunt del vessant en un futur indeterminat.



Aspecte de la inestabilitat que afecta el desmunt rocós.



Desmunt del Punt de Trobada a la part inferior del vessant de la Senyoreta



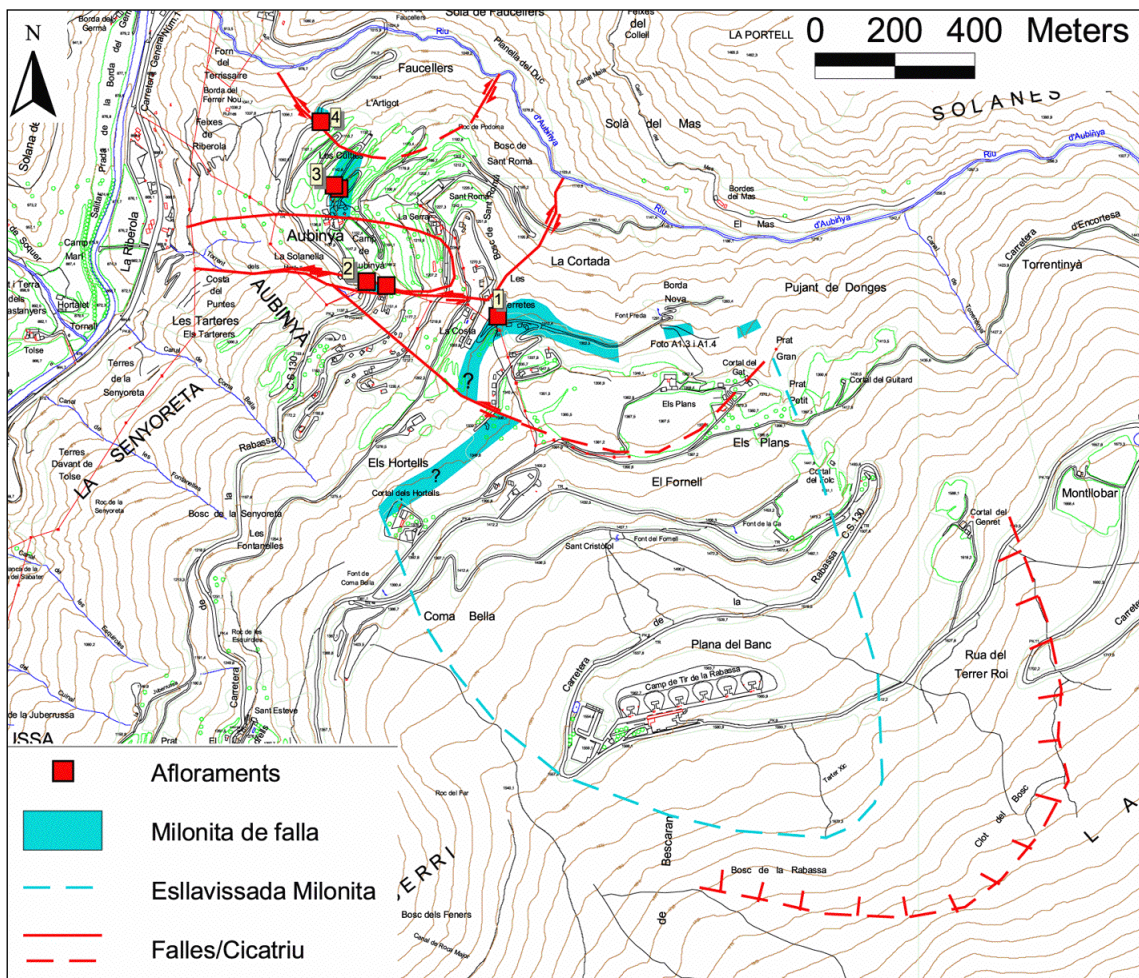
Sistema de bombeig continu



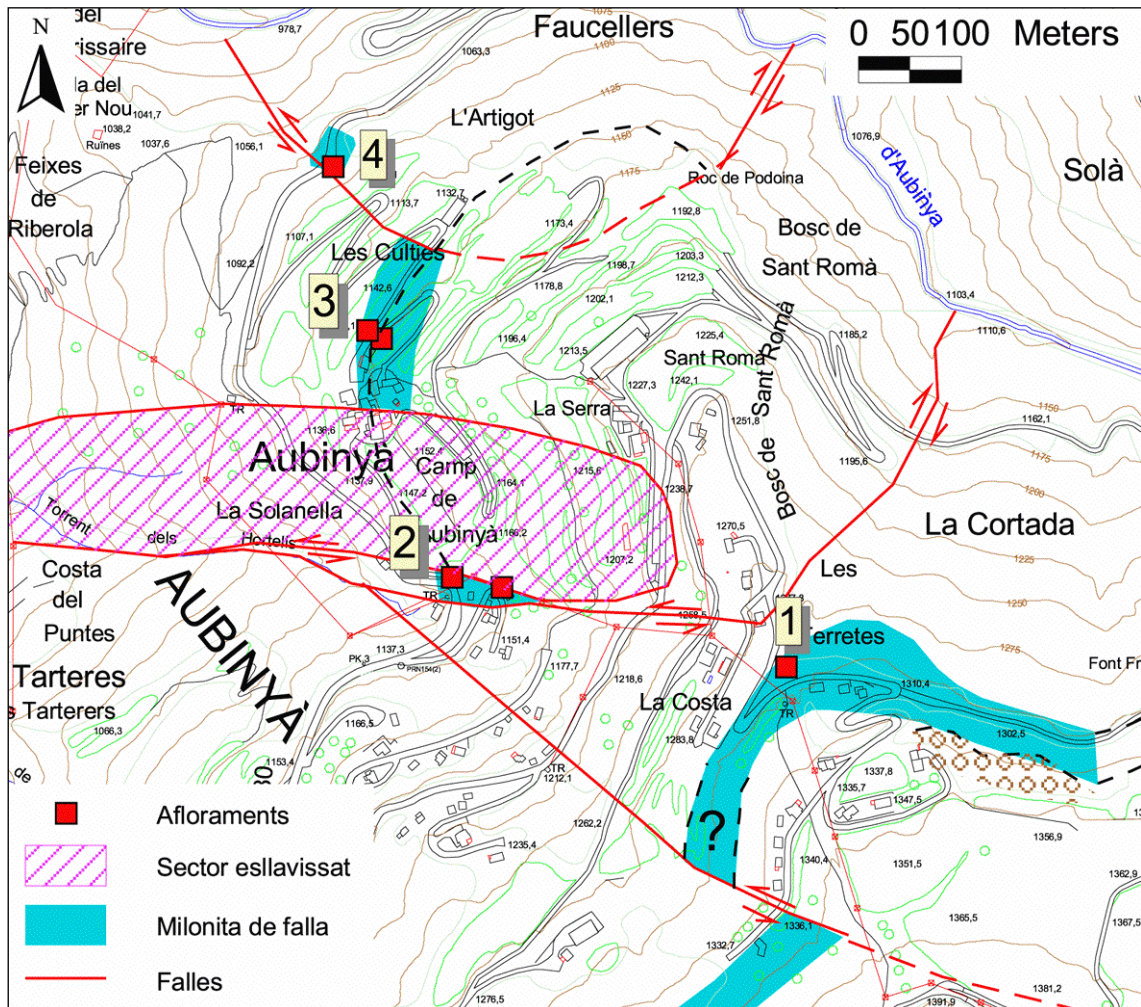
Visió del recent desmunt inacabat

A2.2 INTERPRETACIÓ DEL VESSANT D'AUVINYÀ

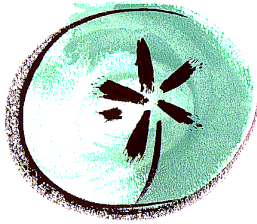
Al mapa següent hom pot observar una cartografia general de tot el vessant d'Auvinyà i del bosc de La Rabassa, on s'observa que la disposició cartogràfica de la milonita de falla és subhoritzontal (color blau). Per explicar l'existència de la mateixa s'ha interpretat que per sobre d'aquesta ha d'existir un vessant esllavissat i una cicatriu associada, la qual s'ha dibuixat a la part més alta del vessant. En aquest mateix mapa s'observa, en color blau, com el nivell de milonita està tallat diverses vegades i desplaçada de l'ordre de desenes-centenars de metres. S'interpreta aquest desplaçament com salts de falla produïts posteriorment a l'esllavissada de La Rabassa.



A la figura següent es mostra un mapa de detall de la zona d'Aubinyà. En aquesta s'observen els diferents afloraments, anteriorment descrits, on s'ha pogut identificar la milonita de falla. Així mateix cal anotar l'existència d'un sector esllavissat a la zona de La Solanella-Camp d'Aubinyà on la milonita no aflora.



DRYAS[®]



Medi Ambient i Riscs Naturals

ANNEX DE DOCUMENTACIÓ

A3

TECTÒNICA ACTIVA I PERIODICITAT

Direcció: **Valentí TURU i MICHELS**
C/ Dr. Nequi, núm. 4,
Edifici Vilalta 1^r 3^a
Telèfon i fax: 321815 - 820323
E-mail: risc.dryas@igeotest.ad
<http://www.igeotest.ad>

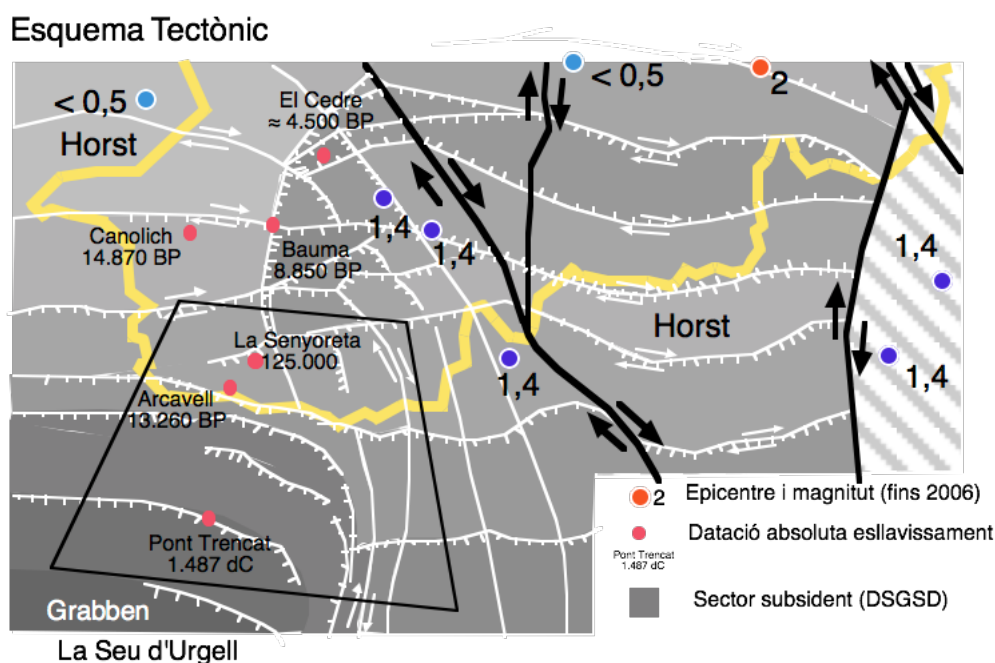
Expedient: **D-030-AQ-004.03.16**

A3.1 TECTÒNICA ACTIVA I PERIODICITAT

TURU i PLANAS (2005), basant-se en tot un seguit de datacions absolutes, esgrimeixen la possibilitat que un precursor sísmic pugui ser l'origen de gran part dels grans moviments de vessant del Principat, fet que permetria utilitzar el concepte de tectònica activa en front al de neotectònica esmentat per als citats autors.

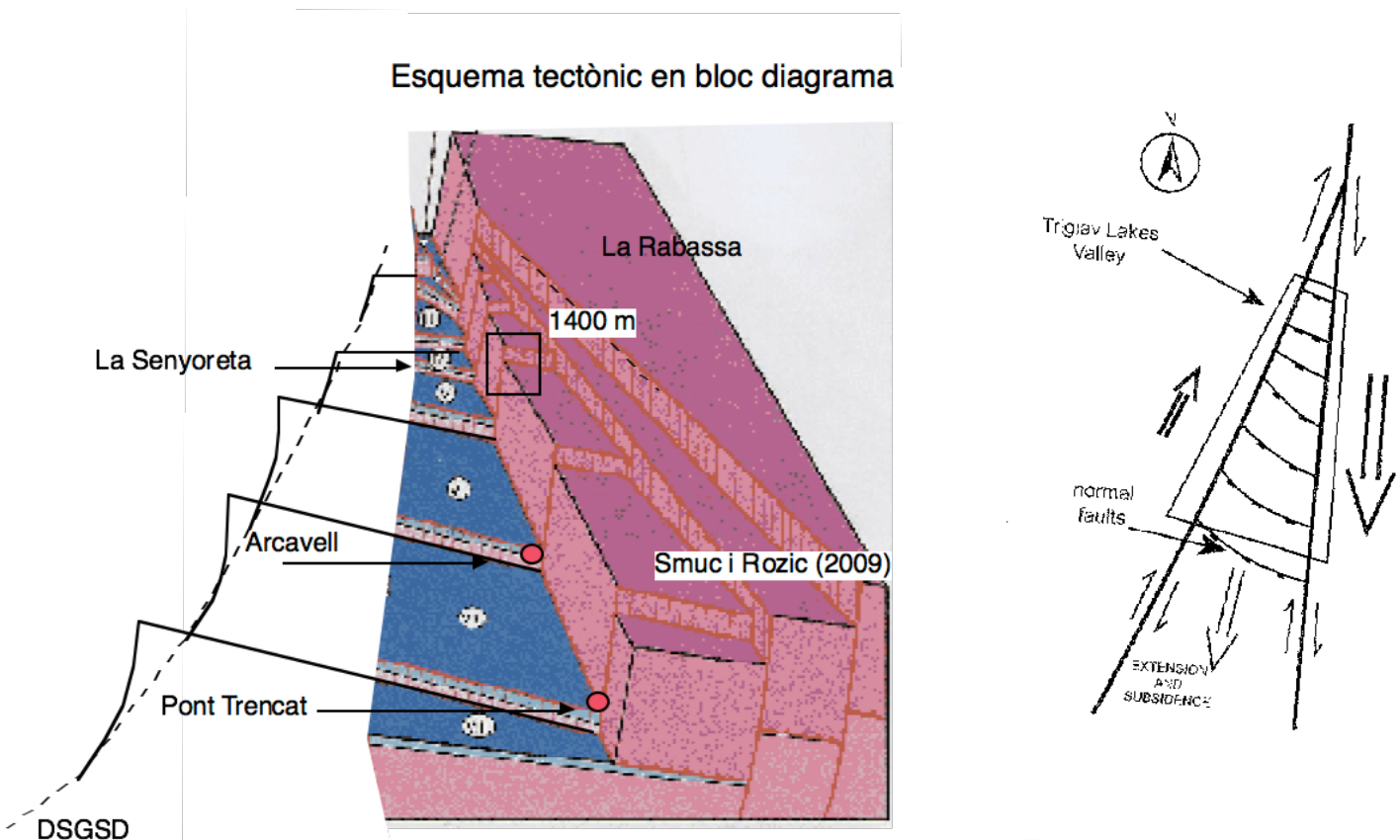
En aquest sentit el Institut Cartogràfic de Catalunya estipula la possibilitat d'esdevenir-se a Andorra un sisme de magnitud VII (MSK), per un període de retorn de 500 anys (veure <http://www.iea.ad/crecit/Sismoweb/sismicitat.htm>). De forma recent a Andorra s'han esdevingut sismes de magnitud VI (MSK) al 1970, produint-se un important estrall percebut pels habitants d'Encamp que hom interpreta com una acció sísmica de trencament en el vessants d'aquesta parròquia.

Utilitzant la cartografia existent sobre indicis de moviments tectònics recents (CALVET, 2008; TURU i PLANAS, 2005; TURU i PEÑA, 2006 a i b), hom ha elaborat un esquema tectònic per fotointerpretació (veure present figura).



A la present figura hom observa que existeix una clara relació del context de tectònica fràgil amb el grabben de la Seu d'Urgell. La relació de les terrasses fluvials amb l'actual llera del riu Valira ha permès establir a TURU i PEÑA (2006 a i b) l'existència d'un context subsident a la Seu d'Urgell respecte al sector de Sant Julià de Lòria; com també un sector novament subsident a la cubeta d'Andorra la Vella i Escaldes-Engordany.

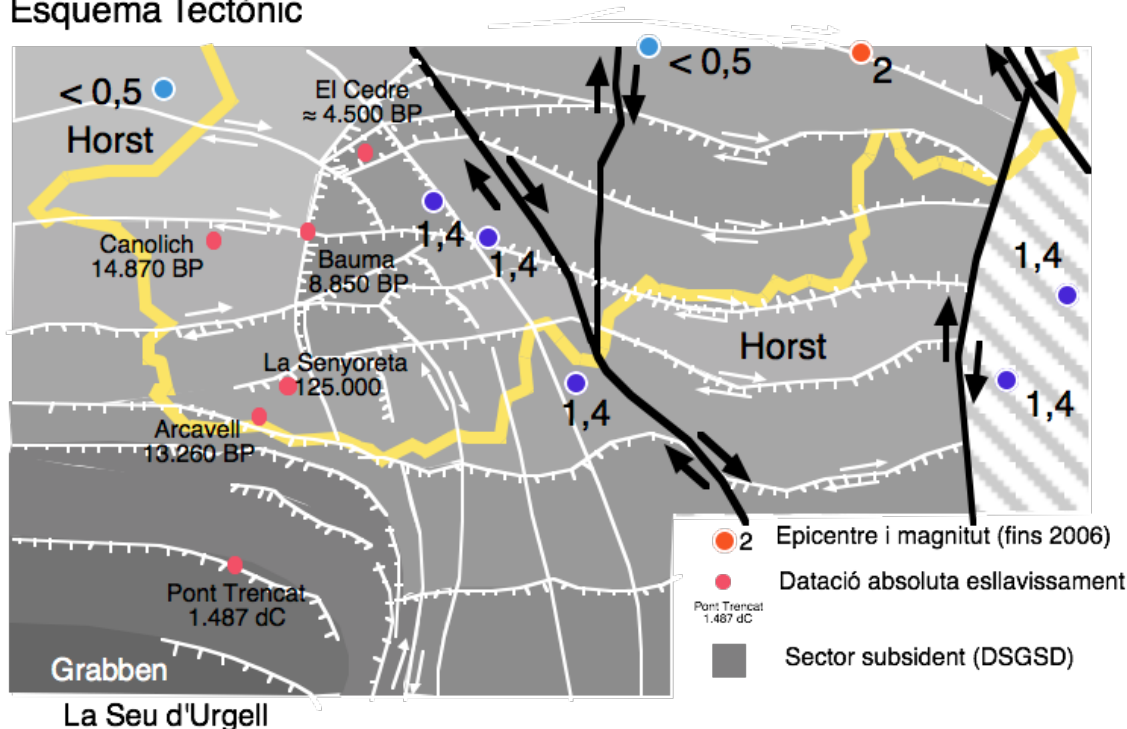
L'esquema tectònic en bloc diagrama s'ha representat a continuació, essent similar a l'estudiat per SMUC i ROZIC (2009) als Alps eslovens, on també existeixen grabbens intramuntanyosos. En aquest esquema es pot observar que les falques subsidents formen un tren de DSGSD's amb convergència a la fossa tectònica de la Seu. Degut a la convergència dels desplaçaments tectònics relatius (veure present figura) es forma un relleu esglaonat en els marges de les llesques subsidents.



En aquest sentit s'ha representat a la present figura on se situaria el bosc de la Rabassa i el límit actiu del vessant (1.400 m), just en el canvi de pendent que aquest vessant presenta com a conseqüència de la laminació del massís pels llavis subsidents laterals. Aquest en llavis laterals, en presentar diferent moviment vertical, es trenquen en blocs podent presentar dinàmiques geomorfològiques decalades en el temps en funció de l'activitat de les falles.

En el mateix bloc diagrama s'han situat les datacions de TURU i PLANAS (2005) així com la falla que separaria blocs subsidents al vessant de la Senyoreta, actius per darrer cop fa 125.000 anys.

Esquema Tectònic



En l'esquema tectònic s'han situat els epicentres dels terratrèmols inventariats juntament amb la seva magnitud (veure <http://www.iea.ad/crecit/Sismoweb/sismicitatandorra.htm>), on es pot observar una certa correspondència amb l'esquema tectònic tot i que el número de punts disponibles és molt baix.

També s'han situat les datacions de diferents inestabilitats gravitatòries inventariades per TURU i PLANAS (2005), com son el gran moviment de massa de Canòlich, l'inici dels desprendiments rocosos del Cedre i a la Bauma de la Margineda, l'obturació de la vall principal per l'esllavissament d'Arcavell i la datació inèdita del moviment de massa de Pont Trencat.

La datació obtinguda a Pont Trencat permet situar l'esdeveniment catastròfic al s. XV, concretament entre 1.488 i 1.424, fet prou significatiu si hom te en compte que al 1.427 es va produir a Olot-Amer un sisme d'escala VIII-IX MSK; però també al 1.428 es va produir a Queralbs un altre sisme d'escala IX-X MSK, així com un altre a Cardedeu el 1.448 de grau VIII (veure <http://www.iea.ad/crecit/Sismoweb/sismicitat.htm>).

**Datació OSL a Pont Trencat
(Propietat de la Fundació Marcel Chevalier, 2007) Inèdit**



Figura on s'exposa un esquema de l'esmentat moviment del vessant que afecta l'antiga carretera C1313 en el seu pas pel Pont Trencat. Aquest esllavissament va obtenir el riu Valira acumulant llims lacustres que han estat possible datar-los mitjançant la tècnica d'OSL, finançat per la Fundació Marcel Chevalier i cedida exclusivament per a l'ús en aquest informe.

Tenint en compte que la datació s'ha efectuat en un dipòsit d'obturació és evident que aquesta ha de ser posterior a l'esllavissament. Si afegim que l'element datat ha estat un dipòsit de grau fi que requereix un cert temps per al seu dipòsit, la datació pot tenir un cert decalatge respecte a l'esllavissament.



Sediment datat en el sector de Pont Trencat

El sediment datat se situa sobre una terrassa fluvial i presenta uns 2 metres de gruix. Les laminetes no superen els 2 cm de gruix fet que comporta un total de 100 a 200 laminetes, que pel cas d'un llac actual es formen 4 laminetes per any, el que implica un total de 25 a 50 anys d'obturació després de l'esllavissament ($1.456-25 < \text{esllavissament} < 1.456-50$ anys). Cal tenir en compte que la desviació estàndard és del mateix ordre de magnitud (± 32 anys).

Amb aquestes dades hom pot dir que, amb tota probabilitat l'esllavissament de Pont Trencat correspon als sismes de 1.427 i/o 1.428 d'escala VIII-X. Per altra banda, tenint en compte que els terratrèmols del 1970 no van desencadenar cap esllavissament, hom pot dir que els sismes que poden desencadenar un moviment del vessant a Andorra han de ser superiors a VI MSK.

Al contrari del vessant de Pont Trencat, el vessant de la Senyoreta no presenta evidències d'inestabilitats induïdes per al sisme de la Garrotxa del s.XV (el més gran de registre històric), la qual cosa implica que el factor de seguretat d'1,3 obtingut (veure **annex de documentació A2**) per aquest vessant és suficient com per garantir l'estabilitat del mateix, tal com ho corrobora el factor de seguretat amb acció sísmica tenint en compte l'acceleració sísmica recomanada per la normativa espanyola en aquest sector.