





Facultat de Ciències

de la Terra



TREBALL DE FINAL DE MÀSTER

MÀSTER EN RECURSOS MINERALS I RISCOS GEOLÒGICS

Especialitat Riscos Geològics

Estudi neotectònic de l'àrea font dels sismes d'Os de Civís

Autora: Jana Martín Castells Tutores: Anna Echeverria, Tànit Frontera i María Ortuño Juny 2023

Estudi neotectònic de l'àrea font dels sismes d'Os de Civís

Jana Martín Castells

Tutores: Anna Echeverría, Tànit Frontera i María Ortuño Treball de Final de Màster Màster en Recursos Minerals i Riscos Geològics 22 de juny de 2023

ABSTRACT

Since 1st February 2021 there have been more than 630 earthquakes in the surroundings of Os de Civís (Alt Urgell, Spain), two of them reaching magnitudes up to Ml=3.8 and Ml=3.6. The absence of destructive earthquakes in the historic and instrumental record is reflected by the lack of neotectonics studies in this area, so the earthquakes source is unknown. However, the evidence of active faults close (<50km) to the study area and the trace of an E-W alpine thrust (Estaron thrust) crossing it, suggest that there could be a connection between the structure and the earthquakes.

This study sets out two objectives to identify the seismic source of the earthquakes. On one hand, it is proposed to relocate the earthquakes available in the ICGC's catalogue by using *NonLinLoc*, a non-linear location algorithm that provides reliable and complete solutions. The obtained locations would contribute to the knowledge of the seismic source in depth and also to enclose the study area. On the other hand, it is intended to elaborate a neotectonics map, considering elements and materials both affected or generated by tectonic deformation. This would allow to suggest a possible relation between the registered seismicity and its source.

The obtained earthquake locations define an ESE dipping region that has been related to two NE-SW faults, interpreted as reactivated branches of the Estaron thrust. No unequivocal superficial rupture has been identified in the neotectonics study, but some displacement indicators have been seen in La Ginebrera region, as well as a scarp up to 35 m in the south slope of Bony de Trescull. The latter has been interpreted as a possible old rupture of another segment of the branch.

The present study has been a first approach to the area. More investigation is need to be done, so different methods and studies are proposed for future research.

Keywords: neotectonics, earthquake, relocation

ÍNDEX

1. INTRODUCCIÓ	1
1.1. Interès	1
1.2. Objectius	1
1.3. Pirineus	1
1.3.1. Règim d'esforços actual	2
1.3.2. Model neotectònic	2
1.4. Zona d'estudi	3
1.4.1. Context geològic i sismotectònic	3
1.4.2. Sèrie sísmica	5
1.5. Relocalització de terratrèmols	6
1.5.1. Antecedents	6
1.5.2. Valoració de la qualitat de la localització	6
2. METODOLOGIA	7
2.1. Relocalització de terratrèmols	7
2.1.1. Període i zona d'anàlisi	7
2.1.2. Flux de treball	7
2.2. Cartografia neotectònica	8
2.2.1. Recursos i dades cartogràfiques utilitzades	8
2.2.2. Elaboració de MDT a partir de dades LiDAR	9
2.2.3. Elements cartografiats	
2.2.4. Treball de camp	
3. RESULTATS	
3.1. Relocalització de terratrèmols	
3.1.1. Distribució dels terratrèmols relocalitzats	
3.1.2. Ajust dels paràmetres de configuració	
3.1.3. Paràmetres de qualitat	
3.1.4. Comparació de la localització dels sismes obtinguda entre NonLinLoc i Hypocenter (ICGC)	
3.2. Cartografia neotectònica	13
3.2.1. Mapa neotectònic	13
4. DISCUSSIÓ	
4.1. Relocalització de terratrèmols	
4.2. Cartografia neotectònica	
4.3. Integració de resultats	
5. CONCLUSIONS	20
6. AGRAÏMENTS	21
7. REFERÈNCIES	21

1. INTRODUCCIÓ 1.1. Interès

El registre instrumental de sismes als Pirineus està caracteritzat per terratrèmols petits-moderats. Tot i així, els sismes històrics són indicadors del potencial sismogènic de les estructures pirinenques, amb al menys 4 grans terratrèmols (magnituds Ml= 6-7) al llarg dels últims 650 anys (Vogt, 1979; Lambert et al., 1996; Olivera et al., 2006; Lacan i Ortuño, 2012).

Aquest treball està motivat per una sèrie sísmica, encara en curs, que es localitza a Òs de Civís (Alt Urgell, Fig 1), en una zona on no es té constància de falles sismogèniques. D'acord amb Lacan i Ortuño (2012), la distribució de les falles actives identificades fins ara als Pirineus evidencia que els estudis neotectònics més detallats es situen al voltant dels epicentres dels terratrèmols històrics destructius. Les baixes taxes de deformació actuals estan relacionades amb grans períodes de recurrència entre terratrèmols consecutius produïts en una estructura determinada, cosa que fa que la distribució del catàleg històric epicentral sigui poc representativa de les zones que podrien experimentar esdeveniments destructius al futur.

L'absència d'estudis neotectònics en zones sense terratrèmols destructius suposa un gran obstacle en la comprensió de l'estat d'esforços de la cadena i en la millora de la zonació de la perillositat sísmica. Així doncs, resulta necessari aprofundir en l'estudi de zones on hi ha indicis d'activitat neotectònica, com és la zona d'estudi d'aquest treball, comparantles amb zones que presenten característiques estructurals i orogràfiques similars i on s'ha demostrat la tectònica activa.



Fig. 1. Sèrie sísmica que afecta la zona d'estudi (indicada amb un requadre vermell a la figura superior esquerra, més detall a la figura 3). S'hi representen els sismes en funció de la magnitud, localitzats per l'ICGC, així com els mecanismes focals calculats. Modificat d'Echeverria et al. (2022).

A més de l'interès científic en millorar el coneixement neotectònic de la zona d'estudi, s'ha d'incloure també un interès social, ja que la sèrie sísmica actual ha generat certa inquietud en la població arran dels dos sismes de major magnitud (M3.6 i M3.8) i alhora interès per saber què els causa (Gómez, 2022; Sanjuan, 2023; Redacció Ràdio SER Principat d'Andorra, 2022), fent necessari un estudi detallat per poder donar respostes el més precises i clares possible.

1.2. Objectius

L'objectiu principal plantejat en aquest treball és la identificació de la font sísmica dels terratrèmols d'Os de Civís.

Per assolir l'objectiu principal es proposen dos objectius específics:

- Dur a terme una relocalització dels sismes enregistrats al catàleg de l'ICGC i un anàlisi de la seva distribució espacial, per tal de fer un estudi en fondària detallat de la font sísmica.
- Realitzar un estudi geomorfològic en superfície a fi de determinar si la font sísmica presenta expressió geomorfològica, i en cas afirmatiu, cartografiar-la.

1.3. Pirineus

Els Pirineus, situats al N i NE peninsular, corresponen al segon sector amb sismicitat més important de la Península Ibèrica, després de la serralada Bètica, i a la principal regió sismogènica de França. La major sismicitat es dona al vessant nord dels Pirineus Occidentals (Lourdes-Arette) i al Pirineu Central (Capote et al., 2011). La Zona Axial del Pirineu és el sector de la serralada que presenta major complexitat estructural, ja que les roques paleozoiques que hi afloren, afectades prèviament per l'orogènia herciniana, estan deformades per estructures alpines de vergència sud constituint un gran apilament antiforme de làmines encavalcants (e.g. Muñoz, 1992; Vergés et al., 1995, i Teixell, 1998).

Pel que respecta a l'estructura profunda de la serralada pirinenca, els diferents transsectes a escala cortical realitzats a diversos punts de l'orogen (fig. 2) a partir dels perfils sísmics obtinguts en els projectes ECORS [ECORS-Pirineus (ECORS – Pyrenees Team, 1988); ECORS – Arcaq (Daignières et al., 1994)] i ESCIN (ESCIN-2), mostren una subducció parcial de l'escorça ibèrica sota l'europea i el desenvolupament d'una cunya de doble vergència a nivells supracorticals i meso- (Pedreira, 2004) (fig. 1b).



Fig. 2. a) Esquema de situació dels quatre talls interpretatius realitzats a partir de les dades sísmiques ECORS i ESCIN (Modificat de Clariana, 2015). b) Tall b, on s'observa la subducció parcial de l'escorça ibèrica (esquerra) sota l'euroasiàtica (dreta) i una cunya de doble vergència a nivells supra-corticals (Modificat de Muñoz, 1992).

La zona d'estudi d'aquest treball (veure apartat 1.4) es troba entre els perfils ECORS – Pirineus (talls b i c a la fig. 2a), on s'hi apilen tres làmines encavalcants denominades Nogueres, Orri i Rialp (Muñoz, 1992), que generen un gran relleu estructural.

A finals del Paleogen es van formar superfícies d'erosió a gran altitud a tot el Pirineu, com a consequència d'un augment del nivell de base fluvial causat per la sedimentació continental als avantpaïsos (Coney, 1996; Babault i Teixell, 2007). El resultat va ser un paisatge amb unes formes molt suaus (superfícies d'aplanament), que posteriorment van ser afectades per glaciarisme i encaixament de les xarxes de drenatge deixant únicament romanents d'aquest paleorelleu a cotes elevades (Ortuño i Viaplana-Muzas, 2018).

1.3.1. Règim d'esforços actual

El camp d'esforços actual que actua sobre la península Ibèrica presenta una orientació general NW-SE similar a l'observada a tot Europa occidental, i és el resultat dels efectes combinats de l'empenta W-E de la dorsal Atlàntica i de la convergència N-S entre Àfrica i les plaques euroasiàtiques (Herraiz et al., 2000; Goula et al., 1999; Souriau et al., 2001; Rigo et al., 2015). Mesures GNSS (de Sistemes de Navegació Globals per Satèl·lit) indiquen que la velocitat actual intraplaca al Pirineu és petita, amb incerteses més grans que el senyal tectònic, però consistent amb una extensió N-S lenta d'aproximadament 0,5 mm/any en tota l'amplada de 50-100 km de l'orogen (Asensio et al., 2012; Rigo et al., 2015). Tot i que la cadena es podria considerar com un orogen inactiu, la seva sismicitat i l'activitat tectònica observada en algunes de les seves estructures indiquen que encara és un sistema on hi ha deformació (Lacan i Ortuño, 2012).

Els mecanismes focals dels sismes al Pirineu revelen certa diversitat de mecanismes de ruptura de les falles. Malgrat això, existeix un acord general en acceptar que el mecanisme de ruptura dominant són les falles normals, amb uns esforços mínims (σ_3) orientats de NE-SW a NNE-SSW i concordants amb els resultats derivats de les deformacions horitzontals de dades GNSS (Souriau et al., 2001; Chevrot et al., 2011; Rigo et al., 2015). Pel que fa a la profunditat dels sismes, Teunissen et al. (2018) afirmen que la sismicitat a la regió pirinenca està localitzada dins l'escorça superficial a profunditats menors de 15 km.

1.3.2. Model neotectònic

La neotectònica, d'acord amb Hancock i Williams (1985), s'encarrega de l'estudi dels moviments i deformacions de l'escorça terrestre que han tingut lloc durant el període recent. En el cas dels Pirineus es pot considerar que aquest període s'inicia entre l'Oligocè Mitjà i el Miocè Mitjà, quan les forces orogèniques disminueixen (e.g. Vergés, 1994). Lacan i Ortuño (2012) proposen un nou model per entendre la neotectònica al Pirineu. Partint de la idea que les estructures actives identificades a la serralada són producte de la reactivació de falles heretades de les orogènies Herciniana i Alpina o del rifting neogen Mediterrani, proposen una distinció en la distribució de l'activitat tectònica al

Pirineu en dues zones principals: *High Chain* i *Low Chain*. La *High Chain* correspon al sector central Zona Axial– on està inclosa la zona d'estudi d'aquest treball- i algunes zones properes dels Pirineus Orientals i Occidentals amb altituds mitjanes elevades (per sobre dels 1500 m.s.n.m). En aquestes zones les dades estudiades únicament mostren l'existència de falles normals des de finals del Miocè.

La *Low Chain* correspon a aquelles zones del Pirineu que es troben a una altitud mitjana relativament baixa (sota els 1500 m.s.n.m), localitzades dins les conques d'avantpaís Sud-Pirinenc i Nord-Pirinenc i els sectors més occidentals de la Zona Axial. La majoria de falles dins d'aquest domini han estat reactivades durant el període neotectònic com a falles inverses o strike-slip.

El factor diferencial entre els dos sectors, segons els autors, seria l'altitud mitjana. En les darreres dècades diversos autors (e.g. Vanara et al., 1997; Calvet i Gunnell, 2008; Lacan, 2008; Ortuño et al., 2013) han indicat que existeix un aixecament post-orogènic d'entre més de 0.5 km i fins a 2 km des de finals del Miocè a diferents llocs de la *High Chain*.

Lacan i Ortuño (2012) defensen que pels sectors centrals i occidentals de la *High Chain*, en absència de forces orogèniques suficientment importants com per explicar que l'aixecament observat sigui conseqüència de la construcció d'un orogen, l'explicació més senzilla a l'aixecament és la resposta isostàtica a taxes d'erosió més elevades. Pels sectors més orientals de la serralada, Lacan i Ortuño (2012) no descarten que també hagin tingut un paper important els reajustaments isostàtics derivats de la subducció de la placa ibèrica.

1.4. Zona d'estudi

La zona d'estudi presenta una àrea d'uns 100 km² i s'ubica als voltants d'Os de Civís, un nucli poblacional situat al extrem NW de l'Alt Urgell (Lleida) a tocar de la frontera SW d'Andorra (fig. 3). El fet de ser una zona situada pràcticament a la frontera entre dos països (Espanya i Andorra) fa necessària la col·laboració entre institucions de recerca d'ambdós estats per realitzar treballs com el present estudi.

Els límits de la zona s'han definit a partir de la localització realitzada per l'ICGC de la sèrie sísmica que existeix en el moment de realització d'aquest treball.

Fig. 3. Localització de la zona d'estudi, indicada amb un cercle vermell i inclosa dins la comarca de l'Alt Urgell (pintada en cru) i del sector SW d'Andorra. Inferior dreta: Zoom de la zona d'estudi (requadre groc), amb Os de Civís indicat amb un punt blau. Modificat de Sans (2019).

1.4.1. Context geològic i sismotectònic

La zona d'estudi està situada a la Zona Axial del Pirineu, dins el mantell de l'Orri. Més concretament, tal i com es veu a la figura 4, compren l'extrem nord del sinclinal de Llavorsí i l'extrem sud de l'anticlinal de la Massana. El sinclinal de Llavorsí és un sinclinori ESE-WSW constituït per materials silurians i devonians que discorre al llarg de més de 40 km entre els batòlits de la Maladeta i d'Andorra-Montlluís. L'anticlinal de la Massana, format per materials cambroordovicians, constitueix la terminació oriental del dom de la Pallaresa. L'encavalcament d'Estaron, descrit per Losantos (1988) i Poblet (1991), presenta vergència sud i separa ambdues estructures (fig. 4). Diversos autors (Casas et al., 1989; Beràstegui et al., 1993; Vergés et al, 1995) l'han considerat com la continuació oriental de l'encavalcament de Gavarnie.

Margalef (2015) defineix un encavalcament paral·lel i al N de l'encavalcament d'Estaron (Annex 1). Descriu un cabussament de 45° cap al N pel segon, amb una orientació NE-SW en el seu pas per la zona d'estudi d'aquest treball.

Al seu torn, Clariana (2015) presenta una cartografia geològica en detall del sector català de la zona d'estudi, on indica la presència de diverses falles i encavalcaments (fig.5). En el moment de redacció d'aquest treball, des d'*Andorra Recerca* + *Innovació* s'està treballant en la unió de les dues cartografies frontereres (Annex 1 i fig.5).





Fig. 4. Esquema geològic de l'estructura varisca del Pirineu Central i Oriental. La zona d'estudi està indicada amb un requadre groc. Modificat de Casas i Fernández (2007).



Fig. 5. Mapa geològic del sector d'Os de Civís. L'encavalcament E-W cartografiat correspon a l'encavalcament d'Estaron. Modificat de Clariana (2015).

Atenent a la diferenciació proposada per Lacan i Ortuño (2012) per distingir les dues zones de la serralada pirinenca en funció de la seva sismicitat, la zona d'estudi està inclosa dins la *High Chain*, on hi ha predomini de falles actives normals. Tal i com s'ha exposat, la zona d'estudi és travessada per l'encavalcament d'Estaron (o de Gavarnie), però no existeixen publicacions sobre la seva activitat recent a la zona. Anteriorment, Turu i Planas (2005) i Turu i Peña (2006a, b) han reportat activitat de falles durant el Quaternari afectant terrasses fluvials a les fosses de l'Urgellet i d'Escaldes, a 20 i 9 km de la zona d'estudi respectivament (estructures 24 i 25 a la fig.6).

La falla Nord Maladeta (falla 21 a la fig.6), situada a 40 km al oest de la zona d'estudi, ha estat considerada per diversos autors (Ortuño, 2008; Lacan i Ortuño, 2012) com part de l'encavalcament de Gavarnie, presentant així una possible connexió amb el present estudi. Ortuño (2008) descriu aquesta falla com una falla normal orientada en direcció WNW-ESE que delimita el massís granític de la Maladeta i considera seu el sector central com la font més probable del terratrèmol de Vielha de 1923.



Fig. 6. Principals falles actives en els sectors propers a la zona d'estudi (requadre groc). Nom de la falla o localitat: 21, Nord Maladeta; 22, Rius-Cabanes; 23, Corones; 24, Urgellet; 25, Escaldes; 26, Merens; 30, Capçir; 31, Cerdanya (SW dels sector sud Têt); 32, Conflent (NE del sector sud Têt); 33, sector N Têt. Modificada de Lacan i Ortuño (2012).

Malgrat la distribució de sismicitat als voltants de la zona d'estudi, no es té registre de cap terratrèmol important que afectés l'àrea considerada en aquest treball.

1.4.2. Sèrie sísmica

La sèrie sísmica que afecta la zona d'estudi d'aquest treball va començar el febrer de 2021, amb un augment destacat de la sismicitat a partir del mes d'octubre de 2021. Fins el moment de redacció d'aquest treball s'han detectat 634 terratrèmols, dos dels quals de magnitud MI superior a 3.5 (MI = 3.6 el dia 11 d'octubre de 2021 i 3.8 el dia 1 de febrer de 2022). A l'Annex 2 es pot consultar la distribució de magnituds (Guttenberg-Richter) i algunes característiques de detall del catàleg disponible, elaborades per l'ICGC.

Tal i com s'observa a la figura 7, que correspon a la distribució temporal i de magnituds de la sèrie sísmica, els sismes de magnitud més elevada han tingut lloc els dies que hi ha hagut més sismes (barres més altes), suggerint un nombre important de rèpliques.



Fig. 7. Distribució de la sèrie sísmica d'Os de Civís. Les barres indiquen el nombre de terratrèmols diaris, distingides en diferents colors depenent de la seva magnitud. Els punts corresponen a les magnituds de tots els sismes. Elaborada a partir de la base de dades de l'ICGC (s.d).

D'acord amb Echeverria et al. (2022), els tipus de mecanismes focals determinats per l'ICGC pels dos sismes de major magnitud i la orientació dels seus plans nodals suggereix la possibilitat d'una reactivació dels encavalcaments E-W d'Estaron o d'Encamp com a falla normal. Els mateixos autors sostenen la possibilitat que existeixi una relació amb la Falla Nord Maladeta, situada 40 km al oest. L'IGN, però, ha calculat el mecanisme focal del terratrèmol de Ml 3.6 i no concorda amb el publicat per l'ICGC ni amb les principals falles cartografiades fins el moment, suggerint un pla de falla amb orientació NNE-SSW (IGN, 2021). Així doncs, no hi ha consens sobre els plans nodals dels sismes.

1.5. Relocalització de terratrèmols

Disposar de localitzacions precises d'hipocentres de terratrèmols és necessari tant per estudiar les estructures i processos que generen activitat sísmica com per dur a terme una gestió eficaç del risc.

El procés que consisteix en tornar a estudiar les localitzacions de terratrèmols prèviament ubicats en l'espai i temps s'anomena relocalització. Es duu a terme per tal de disposar de resultats més precisos que els obtinguts en un primer moment, utilitzant mètodes i/o models que presenten algun valor afegit.

1.5.1. Antecedents

La localització dels terratrèmols es realitza generalment a partir de la coincidència o desviació entre els temps d'arribada d'ones sísmiques a les estacions observats i els esperats, aquests últims obtinguts a partir de prediccions utilitzant models de velocitats d'ones elàstiques (Lomax et al., 2009). Es tracta doncs d'un problema invers. En essència, el mètode consisteix en examinar moltes localitzacions potencials (posició i temps), i aquelles en què la mesura de desviació entre els temps esperats i els mesurats és menor, són considerades les millors aproximacions a la localització real.

El problema invers plantejat es pot solucionar mitjançant mètodes matemàtics lineals i no-lineals. Els primers involucren l'ús de derivades parcials utilitzant el polinomi de Taylor, mentre que els segons no impliquen linearització de les equacions sinó anàlisis gràfiques, cerques dins d'un espai de possibles localitzacions, i altres algoritmes (Lomax et al., 2009). Els mètodes no-lineals són més senzills d'aplicar amb models de terreny realistes, no presenten tantes restriccions a l'hora de mesurar les desviacions, són estables tot i tenir un nombre d'observacions limitat, i les solucions que s'obtenen són probabilístiques i reflecteixen totes les incerteses en la localització (Lomax et al., 2000, Husen i Smith, 2004). Per contra, presenten molts més requeriments computacionals que els mètodes lineals.

Les primeres localitzacions de terratrèmols es realitzaven mitjançant mètodes directes, utilitzant mètodes gràfics que feien servir les observacions dels temps d'arribada de les ones a les estacions (Milne, 1886). Amb l'arribada dels ordinadors digitals, a la dècada del 1960 es van introduir els mètodes lineals de cerca iterativa. Des del 1980, l'increment de la potència computacional ha permès que progressivament les cerques no-lineals siguin efectives de forma rutinària en la localització de terratrèmols (Husen et al., 2003; Lomax, 2005; Lomax, 2008; Presti et al., 2004).

1.5.2. Valoració de la qualitat de la localització

La precisió de la localització d'hipocentres de terratrèmols i les seves incerteses depèn de diversos factors, incloent la geometria de la xarxa d'estacions sísmiques, l'exactitud de determinació dels temps d'arribada, errors de mesura, errors en càlculs en els temps de trajecte de les ones, el grau de coneixement de l'estructura de velocitats crustals, la geometria de la xarxa sísmica i el nombre i tipus de fases sísmiques considerades (Husen et al., 2003; Lomax et al., 2000; Lippitsch et al., 2005). En general, esdeveniments enregistrats en un nombre d'estacions considerable (>10) obtenen solucions de localització més precises. Resulten també crítiques la distància de la font sísmica a l'estació més propera, que determina la qualitat en el càlcul de la fondària i el *gap*, que és l'angle de separació màxim entre dues estacions adjacents, mesurat amb l'epicentre com a origen (Tiira et al., 2016). En ambdós casos, com menors siguin aquests valors, millors resultats s'obtindran. Així, els esdeveniments que presentin més registres i d'estacions més properes a la font tindran solucions de localització més precises i menys incerteses.

Les incerteses i els resultats són representats de forma diferent depenent del tipus de mètode utilitzat. Els mètodes lineals ofereixen solucions on hi ha determinat un únic hipocentre òptim juntament amb un el·lipsoide de confiança centrat en l'hipocentre per estimar el grau d'incertesa. Aquest tipus de solució no és representativa de totes les possibles solucions, i a més resulta inestable en cas de valors atípics (*outliers*) i models de velocitat complexos (Buland, 1976; Lomax et al., 2000).

Els mètodes no-lineals proporcionen una millor representació i descripció del conjunt de les incerteses en tot el procés de localització. La solució obtinguda en aquests mètodes correspon a l'anomenada funció de densitat de probabilitat (PDF), el valor màxim de la qual (que no té perquè estar al seu centre) correspon a l'hipocentre (*maximum likelihood hypocenter*). La PDF representa una solució completa i probabilística a la localització, incloent tota la informació sobre la incertesa i la resolució. A més, integra diverses estimacions Gaussianes que permeten definir un el·lipsoide de confiança del 68% el centre del qual correspon a la localització de l'hipocentre esperada (*expectation hypocenter*)(Lomax et al., 2000; Hussen i Smith, 2004). D'aquesta manera, el *maximum likelihood hypocenter* i l'*expectation hypocenter* no tenen perquè coincidir, però com més propers siguin més qualitat tindrà la localització.

El paràmetre de qualitat RMS (*Root-Mean-Square*) que s'obté en alguns softwares de cerca no-lineal (p.e., *NonLinLoc*) correspon a la diferència entre els temps d'origen observats i els calculats. Per definició, com menor sigui el seu valor més precisa serà la localització realitzada, però Lomax (s.d.) afirma que la qualitat de la localització no hauria de venir donada únicament pel valor del RMS, ja que no tots els softwares de localització el calculen de la mateixa manera. Un

valor baix d'aquest paràmetre; aïllat, no té per què ser indicatiu de bona qualitat de la localització. Cal valorar-lo conjuntament amb altres paràmetres de qualitat: nombre de fases, distància a l'estació més propera i gap.

Així doncs, és important valorar tot el conjunt de paràmetres de qualitat. Lomax (s.d.) recomana utilitzar, juntament amb el nombre d'estacions i el *gap*, la llargada del semieix major de l'el·lipsoide d'error obtingut a partir de l'estimació Gaussiana com a criteri per determinar la qualitat d'una localització. Suggereix establir un valor màxim de 5 km del semieix major per casos en que es treballa a escala local (àrea d'estudi d'uns 20 x 20 km). Generalment el semieix major correspon a l'eix de la profunditat, que és on hi ha incerteses més grans.

2. METODOLOGIA

Per tal d'assolir els dos objectius específics plantejats en aquest treball, la metodologia s'ha dividit en dos grans blocs. Per una banda, es descriu el procediment per la relocalització dels terratrèmols de la zona d'estudi amb el software *NonLinLoc*. La millora en la precisió de la localització dels sismes enregistrats esperada ha de permetre acotar l'àrea en superfície on dur a terme l'estudi geomorfològic.

D'altra banda, s'exposen les dades i mètodes de cartografia neotectònica utilitzats per determinar si existeix expressió geomorfològica de la font sísmica, fent fotointerpretació, reconeixement de camp i utilitzant la versió 10.8.2 del programari *ArcGis* ® (Esri, 2020).

2.1. Relocalització de terratrèmols

La relocalització dels terratrèmols s'ha realitzat amb el software *NonLinLoc*, un paquet de programes que permet fer la localització de terratrèmols en estructures 3D de forma probabilística, no lineal, i de cerca global (Lomax et al., 2000 <u>http://www.alomax.net/nlloc</u>). La base de dades de la qual s'ha partit és el catàleg de l'ICGC de terratrèmols enregistrats (ICGC, s.d. <u>https://www.icgc.cat/ca/Ciutada/Explora-Catalunya/Terratremols/Terratremols-enregistrats</u>). D'acord amb Batlló et al. (2016), aquest és elaborat utilitzant el programa de localització de terratrèmols *Hypocenter*, que segueix un mètode lineal proposat per Lienert i Havskov (1995).

2.1.1. Període i zona d'anàlisi

El primer pas ha consistit en definir el període de temps i l'àrea a estudiar. Sabent, en base a l'informe de seguiment de la sèrie sísmica (ICGC, 2022) i del catàleg de l'ICGC de terratrèmols enregistrats (ICGC, s.d.), que la sèrie sísmica actual va començar el 15 de febrer de 2021 i que en el moment de redacció d'aquest treball encara continua, s'ha decidit establir un interval temporal d'estudi comprès entre el 01/02/2021 i el 31/03/2023.

Pel que fa a la zona d'estudi, partint de les localitzacions realitzades per l'ICGC, s'ha establert l'àrea dins la qual tots els sismes disponibles al catàleg de la institució seran relocalitzats. Les coordenades d'aquesta àrea són d'1.36 a 1.52° E i de 42.44 a 42.57° N. En aquesta zona la xarxa sísmica és molt densa, envoltant tots els epicentres enregistrats (mapa de distribució d'estacions a l'Annex 2).

2.1.2. Flux de treball

Un cop definits els intervals temporals i espacials a estudiar, l'ICGC ha proporcionat els temps d'arribada de les fases sísmiques P i S de cada sisme en totes les estacions properes a la zona d'estudi (perímetre < 250 km). Aquestes dades, en format .NOR (Nòrdic), són dades d'entrada al software *NonLinLoc*.

La figura 8 il·lustra el flux de treball seguit de forma esquemàtica. S'hi representen els diferents programes que componen el software i els tipus de resultats parcials que s'obtenen en cadascun d'ells fins arribar al resultat final. Per tal d'obtenir resultats fiables i amb la màxima precisió possible, s'han realitzat diversos canvis i modificacions en els paràmetres de cerca al software *NonLinLoc* (que opera en Linux). A l'Annex 3 s'hi inclou *l'script* final utilitzat, amb comentaris per facilitar la seva comprensió.

- Vel2Grid

A partir d'una descripció de model de velocitats, aquest programa crea una malla 3D per cada tipus d'ona (P i S). En el cas del present estudi s'ha utilitzat el model de velocitats crustals emprat per l'ICGC (Batlló et al.,

2016) (taula 1), que en estar especialment adaptat a la regió pirinenca ofereix una bona descripció de la zona d'estudi. La relació V_P/V_S que s'assumeix és de 1.75, també d'acord amb Batlló et al. (2016). El model de velocitats és senzill i en 1D, però s'ha considerat que per

Vp (km/s)	Profunditat de la capa (km)	Taula 1. Model de
5.5	0	velocitats crustals 1D
5.6	1	emprat. Es mostren les
6.1	4	velocitats d'ona P (Vp)
6.4	11	en km/s i les seves
8.0	>34	capes corresponents.

començar a treballar en la relocalització dels sismes de la zona oferia una bona aproximació sense excessives complicacions.

- Grid2Time

Partint del model de velocitats obtingut amb Vel2Grid, aquest programa ha permès obtenir temps de trajecte i angles de sortida per cada fase d'ona des de qualsevol punt de la malla 3D fins a cada estació.

- NLLoc

Amb aquest programa s'ha localitzat cada esdeveniment partint dels temps d'arribada a les estacions i del model de temps de trajecte de les fases S i P – obtingut amb el programa Grid2Time-. Es treballa mitjançant un algoritme de cerca no-lineal seguint la formulació probabilística d'inversió proposada per Tarantola i Valette (1982) i Tarantola (1987). A Tarantola i Valette (1982) i a Moser et al (1992) es pot trobar una descripció detallada d'aquesta formulació.

NNLoc permet utilitzar 3 mètodes de cerca diferents dins un volum 3D definit per obtenir les PDF, que, com s'ha exposat anteriorment, són les solucions més realistes al problema de localització: Oct-tree, Metropolis-Gibbs o Graella Imbricada ("Nested grid"). En aquest estudi s'ha fet servir el primer (Oct-tree), ja que atenent a la bibliografia (Lomax i Curtis, 2001; Lippitsch et al., 2005; Grilo, 2008), és el més eficient, global, complet i senzill, a més d'oferir una bona descripció de les incerteses en la localització. Es tracta d'un mètode que utilitza subdivisions recursives per generar una successió de mostreig de cel·les en 3D en funció de la PDF. Així, la densitat de cel·les mostrejades serà superior a les zones on la PDF presenti valors més elevats (fig.8).

Un cop obtingudes les localitzacions dels sismes, s'ha executat el programa NLLoc per segon cop, incloent les correccions que consideren les residuals dels temps d'arribada en cada estació. La possibilitat d'incloure aquestes correccions per estacions i obtenir resultats més precisos és un gran avantatge d'aquest programari.

- LocSum

Finalment, s'ha utilitzat aquesta eina per combinar les localitzacions dels diferents esdeveniments estudiats per poder visualitzar en una sola imatge la distribució espacial de tots els hipocentres.

Visualització dels resultats en 3D

NonLinLoc ofereix un visor per analitzar la distribució espacial dels sismes, que permet incloure-hi dades geogràfiques com les fronteres polítiques o la traça de les falles cartografiades fins el moment. Tot i així, per fer un anàlisi detallat de la distribució espacial dels sismes considerant també la seva magnitud, s'ha treballat amb *ArcGis*®. S'ha utilitzat la interfase *ArcScene*, que permet la visualització de la informació en 3D.

2.2. Cartografia neotectònica

Un dels principals objectius dels estudis neotectònics és l'establiment de relacions directes entre els sismes enregistrats en una regió i les estructures que els generen. La tècnica més utilitzada per assolir aquest objectiu, juntament amb l'anàlisi de la distribució espacial dels sismes, és l'estudi neotectònic. Aquest es basa en l'anàlisi de les formes del relleu i dels materials recents generats per processos de deformació tectònica o afectats per ella (Ortuño, 2008). Així doncs, s'ha realitzat una cartografía geològica i geomorfològica considerant tota la zona d'estudi inicial, però prestant especial atenció a les zones on els sismes han estat relocalitzats. La figura 9 sintetitza els diferents passos i mètodes emprats.

2.2.1. Recursos i dades cartogràfiques utilitzades

Les fotografies aèries utilitzades per a la fotointerpretació són a escala 1:30.000 i corresponen al vol 8430 realitzat per encàrrec del *Instituto Geográfico y Catastral* (actual *Instituto Geográfico Nacional*) l'any 1982. Pel que fa a les dades LiDAR, s'han fet servir les dades publicades pel Govern d'Andorra i per l'ICGC, disponibles als seus webs. Les dades andorranes van ser obtingudes l'any 2018 pel Ministeri d'Ordenament Territorial del Govern d'Andorra, i les catalanes l'agost de 2016 per l'ICGC. S'han utilitzat també ortofotografies en color a escala 1:25.000 obtingudes l'any 2021 per l'ICGC.

S'han fet servir dades geològiques (litologies, traça de falles) procedents del Mapa geològic comarcal 1:50.000 (ICGC, 2016) i de la cartografia realitzada per Margalef (2015). Finalment, s'han consultat els pòsters divulgatius de glaceres i glaceres rocalloses al Parc Natural de l'Alt Pirineu realitzats per Ventura (2021) i Ventura i Oliva (2023), respectivament.



Fig. 8. Flux de treball seguit amb el programari *NonLinLoc* per dur a terme la relocalització dels terratrèmols. El programa NLLoc s'executa dues vegades per considerar, el segon cop, les residuals dels temps d'arribada a les estacions i obtenir resultats més precisos.

2.2.2. Elaboració de MDT a partir de dades LiDAR

Les dades LiDAR són utilitzades per generar models digitals del terreny (MDT) d'alta resolució i models d'ombres que facilitin la interpretació i la cartografia geomorfològica. Tant per fer aquest procés com per la posterior interpretació i cartografia s'ha treballat amb *ArcMap* (*ArcGis* ®)

Es parteix de dades en el format d'arxiu de punts .LAZ, de manera que cal convertir-les al format .LAS amb l'eina *LAStools* d'*ArcGis* ®. Al treballar amb dades LiDAR de Catalunya i d'Andorra amb sistemes de referència diferents, és necessari realitzar un canvi de sistema de coordenades a un dels fitxers per tal d'unificar-los. S'ha definit el sistema de coordenades ETRS 1989 UTM Zona 31N donat que la majoria de dades que s'inclouran al projecte també estaran en aquest sistema.

Les dades en format .LAS són incorporades al projecte en forma de *LASDataset* i filtrades per tenir únicament dades de la superfície del terreny. Amb l'eina *LAS Dataset to Raster* es genera l'MDT, i finalment, amb l'eina *Hillshade (Spatial Analyst Tools)* d'*ArcGis* ® es generen dos models d'ombres amb angles d'il·luminació de 60 i de 320° a partir del MDT.

2.2.3. Elements cartografiats

Per la cartografia neotectònica, s'han identificat elements que per si mateixos poden indicar tectònica activa (escarpaments, facetes triangulars, moviments en massa, encaixaments fluvials) i marcadors geomorfològics que puguin estar afectats pel moviment de les falles (crestes de glaceres rocalloses, cursos fluvials, i superfícies d'aplanament i de baix relleu).

Tots els elements indicadors de tectònica activa (escarpaments i lineaments) han estat cartografiats en un primer moment sense tenir en compte el seu origen, i en una segona fase, posterior a la campanya de camp, s'ha valorat si havien estat originats o afectats per processos neotectònics o no (p.e. gravitacionals).

Les superficies d'aplanament són un marcador comú, relicte d'un relleu antic més suau, que ha estat utilitzat en diversos treballs dels Pirineus com a marcador neotectònic (e.g. Ortuño i Viaplana-Muzas, 2018). A la zona d'estudi, han estat identificades tenint en compte que es troben situades a cotes elevades i que presenten molt baix pendent i rugositat. S'ha generat un mapa de pendents amb l'eina *Slope* d'*ArcGis* ® i s'han distingit les zones que presentaven valors inferiors a 20° (valor de referència a Ortuño, 2008). D'aquestes zones, s'han seleccionat únicament aquelles que presentaven una baixa rugositat i que es trobaven a cotes superiors a 1500 m, excloent així fons de valls, fons de circs glacials i paleovalls penjades. Pel que fa a les superficies de baix relleu, aquestes són romanents de les superficies erosives noègenes però que corresponen a parts on el paleorelleu presentava una certa pendent, sovint >20° (vessants, paleovalls; Ortuño i Viaplana-Muzas, 2018). El criteri per identificar-les ha estat la rugositat i el relleu local (desnivells de menys de 250 m en un radi aproximat de 3 km. Canvis bruscos de pendent (escarpaments) dins d'aquestes superficies seran indicadors de ruptures i moviments que poden ser neotectònics.

S'han cartografiat superfícies estructurals per tal de valorar si determinades superfícies amb relleu suau i constant corresponien o no a superfícies de baix relleu, i a més, per valorar si l'origen d'alguns escarpaments era tectònic o estructural. Per fer-ho, s'han utilitzat les dades de direcció de capa i cabussament de la cartografia de la zona d'estudi realitzada per Clariana (2015) (fig. 5).

A més d'identificar elements indicadors de tectònica activa, s'han cartografiat dobles crestes i escarpaments a contrapendent, tots ells indicadors de deformació gravitacional lenta de vessants (veure classificació de Hutchinson et al., 2014). D'acord amb Jarman et al. (2014), a l'oest de la zona d'estudi, prop del pic de Salòria, hi ha dos *Sakungs*, però no s'hi ha fet cap estudi de detall. Així doncs, s'ha considerat interessant fer una primera aproximació a aquestes formes per tal de tenir en compte la seva existència a l'hora de determinar la presència de falles actives.

2.2.4. Treball de camp

S'ha dut a terme una campanya de camp els dies 1 i 2 de juny de 2023 en la qual s'ha corroborat l'existència dels elements interpretats prèviament i s'han fet observacions de paisatge, prestant especial atenció a superfícies d'aplanament i de baix relleu desplaçades o "trencades".



Corroboració cartografia i anàlisi formes del paisatge

Fig. 9. Flux de treball emprat per l'anàlisi geomorfològic.

3. RESULTATS

3.1. Relocalització de terratrèmols

3.1.1. Distribució dels terratrèmols relocalitzats

La distribució epicentral obtinguda en el procés de relocalització defineix una ampla franja de direcció NNE-SSW que passa per sobre el poble d'Os de Civís (Annex 4). La figura 10 mostra la distribució hipocentral dels terratrèmols representada amb *ArcScene*. Els sismes es troben concentrats en la zona indicada pel prisma de color salmó, presentant un fort cabussament cap a l'ESE. La majoria d'ells es situen a profunditats entre els 4 i els 12 km.

S'ha analitzat també la distribució espacial del sisme de major magnitud (Ml=3.8, dia 01/02/2022) i les seves rèpliques (sismes fins el dia 02/02/2022 a les 23:59h), en total, 38 esdeveniments incloent el principal. En aquest cas, la majoria de rèpliques es situen envoltant el sisme principal, a profunditats entre els 3 i 6 km. Els sismes de menor magnitud són els que es troben més dispersos.

A l'Annex 4 es poden consultar diverses taules i gràfics amb els resultats de la localització de cada sisme, especificant data, hora, coordenades, profunditat i paràmetres de qualitat (RMS, llargada del semieix major de l'el·lipsoide d'error, *gap* i nombre de lectures) obtinguts, la magnitud determinada per l'ICGC, i perfils longitud-profunditat.



Fig. 10. Distribució de terratrèmols obtinguda amb *NonLinLoc* i representada amb *ArcScene*. S'ha generat un prisma en 3D d'orientació NNE-SSW i fort cabussament a l'ESE que agrupa la majoria dels sismes. A) tall SW-NE, s'observa el prisma de cara. B) tall SE-NW, s'observa el prisma de perfil.

3.1.2. Ajust dels paràmetres de configuració

Les modificacions dels paràmetres de cerca al programari *NonLinLoc* no han resultat en canvis importants en les localitzacions obtingudes. L'excepció ha estat la mida de la malla 3D de cerca (*NLLoc*), la qual s'ha establert a una profunditat mínima de -2 km (és a dir, a 2 km sobre la superfície) tenint en compte que l'alçada mitjana de la zona d'estudi és d'uns 2000m. Això ha eliminat alguns sismes que amb la malla inicial que es treballava, de profunditat mínima -5 km, es localitzaven per sobre de la superfície.

3.1.3. Paràmetres de qualitat

S'ha fet un anàlisi dels valors de llargada dels semieixos majors dels el·lipsoides d'error (SEMEE) obtinguts per cada sisme per tal de determinar la fiabilitat de les relocalitzacions. S'ha comprovat que de les 634 localitzacions realitzades, 138 presenten valors de longitud superiors a 10 km, i 147 valors entre 6 i 10 km. Aquestes localitzacions amb valors elevats de SEMEE corresponen als sismes de magnitud més baixa. Per comprovar l'existència d'una relació directa magnitud-SEMEE, així com per detectar-ne d'altres, s'han realitzat diversos gràfics (Annex 4) en què s'observen relacions directes entre la magnitud i el nombre de lectures, i relacions inverses entre la magnitud i el valor de SEMEE i la magnitud i el gap.

3.1.4. Comparació de la localització dels sismes obtinguda entre NonLinLoc i Hypocenter (ICGC)

S'ha realitzat una comparació entre les localitzacions publicades per l'ICGC, obtingudes seguint un mètode lineal (*Hypocenter*), i les obtingudes en aquest treball amb un mètode no-lineal (*NonLinLoc*). La figura 11 correspon a un perfil longitud-profunditat on es mostra la distribució dels sismes en ambdós casos. S'ha realitzat seguint l'eix de la longitud, tenint en compte que el cabussament del prisma que defineixen és cap a l'ESE.

Tot i no presentar grans diferències, les localitzacions obtingudes en aquest treball estan més concentrades en una franja més estreta que les publicades per l'ICGC. Això en part es deu al fet que l'ICGC no localitza terratrèmols a profunditats inferiors a 0 km (és a dir, per sobre del nivell del mar), de manera que tots els sismes que haurien de quedar entre la superfície real (\approx 2000m) i el nivell del mar es veuen agrupats als 0 km de profunditat. Cal destacar, però, que tots aquests sismes tan superfícials presenten magnituds molt baixes, la majoria d'ells negativa, per la qual cosa, com es veurà en els següents apartats, la seva localització és menys fiable.

S'observa també que en la localització feta amb *NonLinLoc* els sismes de magnitud més elevada queden més agrupats, a profunditats entre 3 i 7 km, que en la realitzada per l'ICGC.



Fig. 11. Perfils longitud-profunditat que mostren les distribucions dels sismes obtingudes a partir de les dades publicades per l'ICGC (esquerra) i a partir del procés de relocalització realitzat (dreta). S'observa que els sismes relocalitzats amb *NonLinLoc* estan més agrupats i en una franja més estreta.

Les figures 12a i 12b són histogrames en què es mostra el nombre total de sismes en funció del SEMEE i de l'RMS, respectivament. En franges grogues es representen els resultats obtinguts en aquest treball, i en blaves, els obtinguts per l'ICGC. S'observa que les relocalitzacions fetes en aquest treball presenten valors de RMS menors a les localitzacions fetes prèviament (ICGC), però valors majors de SEMEE.



Fig. 12. Histogrames en que es representen els valors de SEMEE i RMS obtinguts en aquest treball (barres grogues) i de l'ICGC (barres grises). a) Histograma de longituds dels semieixos majors dels el·lipsoides d'error. b) Histograma de valors de RMS.

3.2. Cartografia neotectònica

3.2.1. Mapa neotectònic

La cartografia neotectònica a escala 1:25.000 realitzada es mostra a la figura 13 sobre la base LiDAR i a l'Annex 5 sobre corbes de nivell. No s'ha detectat cap indicador inequívoc de ruptura neotectònica, però s'ha fet una primera aproximació de detall a la zona d'estudi i s'han identificat un seguit d'estructures i elements que es detallen a continuació:

I. Superfícies d'aplanament i de baix relleu

Totes les superfícies d'aplanament i baix relleu detectades es mostren a la cartografia adjunta. D'aquestes, se n'han detectat 3 (1 de baix relleu i 2 d'aplanament) afectades per escarpaments (subapartats V i VII).

II. Superficies estructurals

S'han distingit algunes superficies estructurals als sectors sud-occidental i nord-oriental de la zona d'estudi. Totes cabussen cap al N, però les primeres presenten un cabussament més baix (16-20°) que les segones (fins a 65°). Algunes d'elles formen part de les superficies de baix relleu.

III. Dobles crestes i zones de deformació gravitacional de vessants

S'han detectat dobles crestes i escarpaments a favor i contrapendent en els circs que delimiten el N la zona d'estudi amb les valls pallareses d'Ainet de Besan, Noris i Tor. Tal i com s'observa a la figura 14, les crestes d'aquests circs es troben altament modificades, presentant una morfologia "en graons".

Les zones situades per sota d'aquestes morfologies presenten elements indicadors de moviment, com escarpaments que corresponen a grans blocs desplaçats o bombament.

IV. Moviments en massa

Un total de 15 moviments en massa han estat detectats en la cartografia realitzada. De tots ells, el més significatiu és el que es troba al nord-est de la localitat d'Os de Civís, al bosc de Pedruella, arribant a afectar-lo. Aquest moviment de massa, de dimensions considerables (1.4 km²) presenta diversos lòbuls de moviment a la part somital. No s'ha fet una interpretació de la tipologia de moviment ja que no presenta afectació per falles.



Fig. 14. Interpretació de la cresta de "lo Covil", a 2575 m. Al sector que queda més a prop de la imatge s'observen escarpaments a contrapendent, un dels quals a la zona del pic conflueix amb la cresta principal generant una doble cresta. Base: Google Earth (2017)

V. Escarpament "de Trescull"

S'ha identificat un escarpament de 850m de longitud situat al vessant sud del Bony de Trescull, 3,5 km a l'oest d'Os de Civís, que afecta superfícies d'aplanament i baix relleu (fig. 15a, b). Aquest escarpament presenta una diferència de cota de fins a 35m (fig.15b), depenent del tram considerat. A l'Annex 6 es poden consultar els diferents perfils topogràfics realitzats.





Fig. 15. *Escarpament de Trescull.* a) Fotografia de la vista frontal de l'escarpament. Els punts de colors es correlacionen amb els de la figura 14b. b) Vista 3D de l'escarpament realitzada a partir de la ortofotografia 1:25.000 de la zona d'estudi superposada al MDT generat a partir de les dades LiDAR. Per cada punt s'indica l'altura de l'escarpament, calculada amb *ArcScene*. (Ortofotografia: ICGC, 2021).

A l'oest de la zona d'estudi, fora de l'àrea de treball definida, s'ha identificat mitjançant la fotointerpretació un escarpament amb una morfologia similar a aquest i que també es troba afectant una superfície d'aplanament.

VI. Sector de la Ginebrera

La Ginebrera és una carena situada 1,6 km a l'oest d'Os de Civís. A la seva vessant SW s'hi han identificat diversos escarpaments i lineacions de direcció NE-SW, i, resseguint-los, zones amb marcada incisió fluvial. A la vessant oposada de la Ginebrera s'hi troba el barranc del Coll de Laquell, on s'han observat, envoltant materials competents, afloraments de materials silurians molt degradats que han estat interpretats com zones de falla (fig. 16).

La figura 17 correspon a una imatge de la carena de la Ginebrera presa des del SW. S'hi observa com els relleus suaus que presenta queden tallats per dos esglaons, un de 80 m d'altura, i un altre de 10 m d'altura.



Fig. 16. Fotografia del contacte entre la zona de falla, evidenciada per les roques silurianes (lutites ampelítiques) degradades, amb les roques devonianes més competents, que generen un relleu topogràfic.

Fig. 17. Fotografia que mostra esgraons en el perfil de la carena de la Ginebrera. Els valors que s'indiquen corresponen a diferències de cotes.

VII. Escarpament sobre el Solà de Montaner

En un vessant entre el Solà de Montaner i el Pla Rodó, 1,2 km al nord d'Os de Civís, s'han detectat un escarpament de fins a 30 m en direcció E-W que afecta una superfície de baix relleu i es troba alineat amb l'escarpament de capçalera del moviment de vessant de majors dimensions exposat anteriorment.

VIII. Facetes triangulars i trapezoidals

S'han identificat nombroses facetes triangulars i trapezoidals en diferents punts de la zona d'estudi i s'ha distingit una característica comuna en totes elles: es troben únicament al vessant nord de les valls (fig.18). La majoria d'elles es troben resseguint el riu de Salòria (direcció E-W) i presenten unes dimensions d'entre 150 i 320 m d'alçada a excepció de la faceta occidental del Pic de Salòria, que constitueix tot el seu vessant sud i genera un desnivell de fins a 580 m.



Fig. 18. Facetes triangulars i trapezoidals identificades en un tram del riu Salòria, a l'oest d'Os de Civís. Base: Model d'ombres elaborat a partir de dades LiDAR



CARTOGRAFIA NEOTECTÒNICA DELS VOLTANTS D'OS DE CIVIS



4. DISCUSSIÓ

4.1. Relocalització de terratrèmols

El fet de no detectar canvis substancials en els resultats al modificar els paràmetres de cerca de *NLLoc* indica que els resultats obtinguts són estables. Tot i així, s'ha considerat necessari analitzar les variacions detectades als paràmetres de qualitat (RMS i llargada del semieix major de l'el·lipsoide d'error). S'ha comprovat que els sismes de magnitud més baixa són els que presenten valors de SEMEE més elevats, així com menys nombre de lectures inicial i *gap*. S'ha determinat, doncs, una interrelació entre els paràmetres: un sisme de baixa magnitud és detectat per menys estacions, de manera que el nombre de lectures inicial és menor, i per tant, amb menys dades, els eixos dels el·lipsoides de confiança són majors perquè hi ha més incertesa.

Els valors de RMS no han mostrat una correlació tan clara com el SEMEE, cosa que es pot deure, tal com exposa Lomax (s.d.), a que és més fàcil fer un ajust amb poques estacions que amb moltes. Així doncs, cal interpretar l'RMS conjuntament amb el *gap* i la distància a l'estació més propera.

La majoria dels sismes ubicats molt a prop de la superficie (de -2 a 1 km de profunditat) són de molt baixa magnitud (MI<0.5) i presenten valors de SEMEE superiors a 6 km, per tant, la seva localització és molt poc fiable. Alguns d'aquests sismes, quan la malla de cerca inicial comprenia fins a 5 km per sobre la superficie, es localitzaven fins a aquestes altures. Cap punt de la zona on es localitzen els epicentres sobrepassa els 2.500 m, de manera que eren localitzacions errònies. Així doncs, la reducció de les dimensions de la malla de cerca fins a 2 km sobre la superficie ha estat un factor condicionant en la determinació de la profunditat dels sismes superficials.

Analitzades les relacions existents entre magnitud i grau d'incertesa, s'evidencia la utilitat de treballar amb un catàleg filtrat que consideri únicament aquells sismes que tinguin una localització suficientment fiable (baix error). Per estudis posteriors en què es vulguin generar models amb precisió a partir de les dades d'aquest treball, caldrà dur a terme un filtratge del catàleg, considerant les magnituds, SEMEE, RMS i *gap* de cada sisme.

Malgrat les incerteses exposades, el fet que els sismes relocalitzats en aquest treball presentin una major agrupació que els publicats per l'ICGC, definint una franja més estreta (sobretot els de magnitud més elevada), indica una millora en la determinació de profunditat i, per tant, una certa evolució respecte els mètodes lineals utilitzats per l'ICGC. Tot i així, els histogrames de la figura 12 mostren que els valors de SEMEE dels sismes relocalitzats en aquest treball són majors que en els de l'ICGC.

Cal tenir en compte que en aquest estudi es parteix d'un model de velocitats senzill en 1D, entre altres simplificacions, de manera que resulta necessari seguir investigant i precisant el màxim possible en cada paràmetre d'entrada per aconseguir resultats el més exactes i amb menys incerteses possibles.

4.2. Cartografia neotectònica

D'acord amb Ortuño (2008), la identificació i caracterització de potencials falles sismogèniques als Pirineus a partir de trets geomorfològics ha de fer front a baixes taxes de deformació en comparació a altes taxes d'erosió quaternàries, que juntament amb l'increment de l'activitat humana i de la cobertora vegetal, esborren fàcilment les empremtes superficials de les falles actives. A més, l'existència d'una convergència morfològica fa que lineaments rectilinis al basament puguin ser generats per altres causes a part de l'activitat tectònica, com són l'erosió diferencial deguda a un canvi de litologies o la deformació gravitacional lenta de vessants. En aquest apartat es discuteix l'origen de les estructures observades i exposades a l'apartat 3.2.1 tenint en compte totes aquestes limitacions i el fet que no s'ha obtingut cap evidència inequívoca de ruptura neotectònica. S'inclou una figura (fig.19) on es mostra la ubicació de les localitzacions i estructures exposades en el text.

A grans trets, l'orientació predominant E-W observada de les estructures recents (facetes, escarpaments, lineaments) concorda amb les estructures geològiques principals, cartografiades per Clariana (2015) i Margalef (2015) i representades en color lila a la figura 19. En aquesta figura, que correspon a part de la zona d'estudi, s'hi han representat alguns dels elements exposats anteriorment.



Fig. 19. Mapa del sector central de la zona d'estudi on es centra l'explicació. S'hi mostren els elements principals cartografiats i que es debaten en text, així com els principals topònims de la zona. Base: Mapa topogràfic 1:100.000 (ICGC).

Sector de la Ginebrera

Al sector de la Ginebrera es comprova que els escarpaments i lineacions observats coincideixen amb la traça d'una falla NE-SW cartografiada per Clariana (2015) (fig.5; falla 1, fig.19). Aquesta falla travessa tota la vall que va des del Coll de Laqell fins la Ginebrera, continua per l'altra banda de la carena i arriba fins 200 m al SE d'Os de Civís, on connecta amb l'encavalcament d'Estaron, de direcció E-W. Clariana (2015) traça una falla 300 m al nord i paral·lela a la primera que passa just pel poble i connecta també amb l'encavalcament d'Estaron.

Els esglaons observats a la carena de la Ginebrera es troben situats justament sobre la traça de la falla 1, de manera que una possible interpretació del seu origen és el desplaçament vertical originat per un moviment normal de la falla. Com que s'observen dos esglaons, és possible que presenti alguna ramificació i que hagi trencat per dos llocs diferents.

Escarpament de Trescull

L'escarpament de Trescull resulta especialment interessant pel fet que es troba afectant a superficies d'aplanament i baix relleu. Partint de la idea que aquestes superficies són romanents d'un paleorelleu molt suavitzat, l'existència d'un escarpament de les dimensions observades indica que aquest ha estat generat posteriorment a la formació del paleorelleu, és a dir, d'acord amb Coney (1996), posterior a finals del Paleògen i segons Ortuño et al. (2013), anterior al Vallensià (Miocè tardà). Clariana (2015) cartografia una falla E-W (fig. 5) 300 m al sud de l'escarpament observat que s'uneix a la falla 1. Amb tot això, en aquest treball es proposa que aquest escarpament hagi estat generat per les successives ruptures d'una falla de direcció E-W en el període neotectònic. La traça d'aquesta falla (falla 2, fig.19) aniria just per sota de l'escarpament, lleugerament per sobre d'on la traça Clariana (2015). Cal tenir en compte, però, que la cartografia de Clariana (2015) és molt més general i a escala més gran, de manera que es podria tractar de la mateixa estructura però precisant en la seva localització exacta.

Un factor addicional que recolza que l'escarpament de Trescull sigui producte de la ruptura d'una falla és la seva semblança morfològica amb la *falla de Hell Creek*. Aquesta es troba situada a la Columbia Britànica i presenta un escarpament amb unes morfologies similars a les observades en aquest estudi (fig. 20). Clague i Evans (1994) afirmen, oposant-se a les publicacions anteriors, i basant-se en els nombrosos escarpaments a contrapendents, esquerdes de tensió i inestabilitats de vessant que identifiquen, que la *falla de Hell Creek* no es tracta d'una falla neotectònica sinó gravitacional.



Fig. 20. Vista aèria de l'oest de la *falla de Hell Creek* (triangle blanc). Clague i Evans (1994).

En el cas de l'escarpament de Trescull no es pot afirmar a partir de les evidències disponibles fins el moment que el seu origen sigui neotectònic o que, com en el cas de *Hell Creek*, sigui gravitacional. Tot i no observar cap altre indicador de deformació gravitacional lenta de vessant a la zona, el gran nombre de zones de deformació gravitacional identificades a la zona d'estudi fan que sigui necessari considerar també aquesta opció. Alternativament, es podria tractar d'una estructura mixta: neotectònica combinada amb moviment gravitacional (desplaçament augmentat per processos locals de desnivell topogràfic).

Escarpament sobre el Solà de Montaner

L'escarpament sobre el Solà de Montaner presenta unes característiques similars al de Trescull: afecta una superficie de baix relleu i genera un relleu important. A més a més, es troba alineat amb dues facetes triangulars i amb l'escarpament de capçalera del moviment de vessant del bosc de Pedruella. Tot això fa que en aquest treball es proposi que el seu origen sigui també conseqüència de l'acumulació de salt d'una falla (falla 3, fig.19). El moviment d'aquesta falla podria haver generat inestabilitats a la vessant on es troba el moviment de massa de Pedruella i desencadenar-lo.

Facetes triangulars i trapezoidals

Discutir l'origen de les facetes triangulars i trapezoidals observades suposa tot un repte. El fet que només es trobin situades al vessant nord del riu de Salòria (i en general, a tots els vessants nord de les valls fluvials) suggereix que aquestes formes no corresponen a superfícies preservades d'un relleu anterior (romanents de paleovalls), ja que si fos així, s'haurien de trobar -al menys localment- a banda i banda del riu. Eliminada aquesta possibilitat, cal discernir entre un origen tectònic o la seva interpretació com part d'un relleu estructural. Un factor decisiu per diferenciar aquests orígens és si s'observa un desplaçament de la sèrie estratigràfica, que en cas afirmatiu, indicaria un origen tectònic. Resulta molt complicat, amb els recursos disponibles en aquest treball, determinar quin és l'origen d'aquestes formes, ja que caldria disposar de dades estratigràfiques precises.

4.3. Integració de resultats

En aquest apartat es realitza una integració dels resultats obtinguts en els dos grans blocs del treball per tal de tenir una visió de conjunt de la zona i fer una interpretació que agrupi totes les observacions fetes.

La figura 21 mostra la distribució epicentral dels sismes relocalitzats i les falles cartografiades i interpretades al sector E de la zona d'estudi. S'ha comprovat que, malgrat ser útil per definir les zones de més interès a estudiar, es necessita conèixer també la distribució hipocentral per relacionar la sismicitat amb les estructures.

Així doncs, considerant la distribució hipocentral, s'ha definit un prisma que engloba la majoria de terratrèmols de magnitud local superior a 0 (fig.11). La distribució espacial que presenta aquest prisma (cabussament aproximat d'entre 70 i 85° cap a l'ESE) no concorda exactament amb cap de les estructures principals de la zona, de direcció E-W, però es proposa que tingui relació amb les falles NE-SW situades al sud d'Os de Civís (falla 1 i paral·lela).

L'orientació d'aquestes falles no concorda amb els plans nodals determinats per l'ICGC pels dos sismes de major magnitud (pla E-W), però sí que ho fa amb el de l'IGN pel sismes de magnitud Ml=3.8 (pla NNE-SSW).



Fig. 21. Distribució epicentral dels terratrèmols relocalitzats i falles cartografiades i interpretades de l'est de la zona d'estudi. Base: Mapa topogràfic 1:100.000 (ICGC)

Tal i com s'observa en la cartografia de Clariana (2015) (fig. 5), aquestes falles no corresponen a cap encavalcament principal, de manera que es suggereix que siguin falles arrelades en profunditat a l'encavalcament d'Estaron, que passa pel fons de vall resseguint el riu Salòria en direcció E-W i al qual s'hi connecten les dues falles en la seva terminació oriental. Així doncs, les falles que es proposen com a responsables de l'actual sèrie sísmica serien branques de l'encavalcament d'Estaron, obliqües a les estructures principals de la zona.



A l'Annex 7 es pot consultar un tall geològic realitzat per Clariana (2015) que passa pel sector oriental de la zona d'estudi. S'hi observen múltiples encavalcaments variscos que arrelen al nivell de desenganxament silurià al S i al N de la zona d'estudi, així com 3 encavalcaments de major entitat (alpins) que afecten tota la sèrie. Un d'aquests últims correspon a l'encavalcament d'Estaron. A més, l'autora identifica reactivació com a falla normal en alguns dels escarpaments arrelats al Silurià i a l'encavalcament alpí situat al S. Malgrat no representar -possiblement degut a l'escala del tall- les falles obliqües, interpretades com a branques de l'encavalcament d'Estaron, l'estructura general de la zona concorda amb les interpretacions realitzades en aquest treball.

L'escarpament de Trescull, situat lleugerament a l'oest de les falles mencionades, no correspondria a una ruptura en superfície de l'actual sèrie sísmica a causa de la seva llunyania. Tot i així, la falla que s'interpreta que l'ha originat (falla 2) és paral·lela a l'encavalcament d'Estaron i sembla que estigui relacionada també amb la falla 1 (fig.5, fig.19), de manera que podria correspondre a una altra ramificació de la falla que va trencar en un altre moment. És plausible assumir que la sèrie sísmica estudiada no ha arribat a generar cap ruptura en superfície donat que no presenta cap terratrèmol de magnitud superior a 5, que és, d'acord amb Frontera et al. (2012), la magnitud mínima d'un sisme per generar ruptura -si el focus és superficial-.

El gran nombre de moviments en massa detectats en tota la zona d'estudi és indicador de la inestabilitat existent. Resultaria necessari realitzar una cartografia detallada que inclogui una àrea més gran per tal de veure si l'elevada concentració de moviments en massa detectada és normal o anòmala, en el darrer cas, deguda possiblement a la relació amb la tectònica activa. Aquesta relació desencadenant s'ha pogut observar en molts casos, com per exemple en la sèrie sísmica d'Amatricce (Itàlia) al 2016, estudiada per Di Naccio et al. (2019).

Malgrat les interpretacions neotectòniques realitzades, no s'ha d'oblidar l'extensió i magnitud dels processos gravitacionals observats. Existeix la possibilitat que algunes de les falles estiguin controlades per processos gravitacionals i esforços de rebot isostàtic glacial a escala de vall (e.g. Ortuño, 2013), de manera que part de la component observada pugui no ser purament tectònica.

Per tal d'aprofundir en el coneixement de la zona, a part del mencionat anàlisi de la relació entre els moviments de massa i la tectònica activa, es proposen realitzar diversos estudis posteriors. En primer lloc, relocalitzar els terratrèmols utilitzant un model 3D de velocitats del terreny per tal de comprovar si hi ha millores en la precisió de les localitzacions hipocentrals. Es proposa també fer una altra relocalització utilitzant un programa de càlcul per dobles diferències (p.e., HypoDD), que assumeix que la font sísmica que produeix tota la sèrie és la mateixa i presenta l'avantatge que les imprecisions del model de velocitat perden pes.

Pel que fa a la cartografia, es suggereix fer un estudi de fotointerpretació que s'estengui cap al sector W de la zona d'estudi, on s'han identificat alguns elements que podrien ser interessants (escarpament similar a *l'escarpament de Trescull*). Finalment, per tal d'obtenir resultats estructurals precisos en profunditat, seria molt útil emprar tècniques geofísiques com la sísmica de refracció profunda i/o la interferometria sísmica.

5. CONCLUSIONS

En aquest treball s'ha evidenciat la complexitat de realitzar estudis de neotectònica en zones amb taxes d'erosió elevada com és la Zona Axial del Pirineu. Malgrat no trobar cap indicador inequívoc d'una ruptura neotectònica que correspongui a l'expressió geomorfològica de la font sísmica dels terratrèmols d'Os de Civís, s'ha assolit l'objectiu principal del treball, que era la identificació de la font sísmica dels terratrèmols d'aquesta zona.

Mitjançant la relocalització dels sismes publicats a la base de dades de l'ICGC amb el programari *NonLinLoc*, s'ha millorat en la determinació dels hipocentres, obtenint uns resultats que mostren localitzacions més agrupades entre si. Tot i així, els valors d'incertesa que s'han obtingut són lleugerament superiors als obtinguts prèviament per l'ICGC, producte, potser, de les simplificacions assumides en aquest estudi. Cal seguir treballant en aquest àmbit per desenvolupar models el més semblants a la realitat possible que permetin obtenir resultats encara més precisos i amb menys incerteses.

Els sismes relocalitzats defineixen un sector (prisma) amb fort cabussament cap a l'ESE que s'ha relacionat amb dues falles orientades NE-SW. Aquestes falles han estat interpretades com a ramificacions de l'encavalcament d'Estaron, però cal realitzar un estudi estructural de més detall per corroborar-ho.

El treball combinat entre la relocalització dels sismes i la cartografia neotectònica ha estat útil ja que ha permès acotar la zona d'estudi on buscar indicadors geomorfològics de ruptura. Malgrat no trobar cap indicador de ruptura en superfície d'aquesta sèrie sísmica, probablement degut a la baixa magnitud dels terratrèmols enregistrats, s'han trobat estructures

prop de la zona que sí que podrien tenir un origen neotectònic, com l'escarpament de Trescull o el sector de la Ginebrera.

El gran nombre de dobles crestes i escarpaments a favor i contrapendent evidencien que el sector nord de la zona d'estudi es tracta d'una zona àmpliament afectada per la deformació gravitacional de vessants. És necessari analitzar amb detall totes aquestes estructures i comprovar si existeix alguna relació amb la tectònica activa.

Aquest treball ha consistit en una primera aproximació a la zona d'estudi, de manera que encara hi ha molta feina per fer per tal d'analitzar al màxim totes les estructures i elements descrits. S'han proposat alguns passos a seguir per donar continuïtat a la feina feta i avançar en la coneixença de la zona: relocalitzar els sismes utilitzant un model 3D de velocitats i un programa de càlcul per dobles diferències, fer un estudi de fotointerpretació ampliat cap al sector W de la zona d'estudi, cartografiar moviments en massa en una zona més àmplia, i emprar tècniques geofísiques com la sísmica de refracció profunda i/o la interferometria sísmica.

6. AGRAÏMENTS

Aquest treball no hagués estat possible sense les meves tutores Anna Echeverria, Tànit Frontera i María Ortuño, que han dedicat totes les hores que ha fet falta a aconsellar-me i guiar-me. Gràcies, Anna i Tànit, per totes les reunions de dijous a les 10, les trobaré a faltar!

Voldria donar les gràcies als meus pares, per recolzar-me sempre i entusiasmar-se amb tot el que faig, i al David, per estar sempre al meu costat, fins i tot al camp, amb un martell, una armilla i un casc.

Finalment, vull agrair a tot l'equip d'Andorra Recerca + Innovació la cessió de l'espai i el material per desenvolupar el treball de gabinet i, sobretot, el bon ambient i l'hospitalitat.

7. REFERÈNCIES

Asensio, A., Khazaradze, G., Echeverria, A., King, R.W., Vilajosana, I. (2012): GPS studies of active deformation in the Pyrenees. *Geophys. J. Int.* doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05525.x.

Babault, J., i Teixell, A. (2007). El relieve de los Pirineos. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra,m(15.2) 135-150.

Batlló, J., Frontera, T., Irizarry, J., Romeu, N., Jara, J. A., i Goula, X. (2016). The Catalan Seismic Network, Summ. Bull. Internatl. Seismol. Cent., 50 (1–6), pp. 72–94, Thatcham, United Kingdom, doi:10.5281/zenodo.999263.

Berastegui, X., Losantos, M., Muñoz, J.A., i Puigdefàbregas, C. (1993). Tall geològic del Pirineu Central 1:200.000. Ed. Servei Geològic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona

Buland, R (1976). The mechanics of locating earthquakes. Bull Seism Soc Am66:173-187

Calvet, M., i Gunnell, Y. (2008): Planar landforms as markers of denudation chronology: An inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. *Geological Society Special Publication* 296, 147-166. doi: 10.1144/SP296.10.

Capote, R., Estévez, A., Santanach, P., Sanz de Galdeano, C., i Simón, J.L. (2011). ¿Dónde y por qué se producen terremotos en la península Ibérica?. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, Vol. 19, n. 3, 317-329

Casas, J. M., Domingo, F., Poblet, J., i Soler, A. (1989). On the role of Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta* 3, 135-147.

Casas, J. M. i Fernández, O. (2007). On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from the La Cerdanya area. *Geologica Acta*, 193-193.

Chevrot, S., Sylvander, M., i Delouis, B. (2011): A preliminary catalog of moment tensors for the Pyrenees, *Tectonophysics* 510, 239-251. doi: 10.1016/j.tecto.2011.07.011.

Clague, J.J. i Evans, S.G. (1994). A gravitational origin for the Hell Creek 'fault', British Columbia - in Current Research 1994-A. *Geological Survey of Canada*, 193-200.

Clariana, P. (2015). Estratigrafía, estructura y su relación con el metamorfismo de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Noroeste de Andorra y comarcas del Pallars Sobirá y el Alt Urgell (Lleida). Ph.D. Thesis, Universidad de Zaragoza, 190 p.

Coney, P., Muñoz, J.A., McClay, K.R., i Evenchick, C.A. (1996). Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *Journal of the Geological Society of London*, 153(1), 9-16.

Daignières, M., Seguret, M., Specht, M. i ECORS Team. (1994). The Arzaq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile. A: Hydrocarbon and petroleum geology of France (A.Mascle Ed.), *Springer*, 199-208.

Di Naccio, D., Kastelic, V., Carafa, M.M. C., Esposito, C., Milillo, P., i DiLorenzo, C. (2019). Gravity versustectonics: The case of 2016 Amatriceand Norcia (central Italy) earthquakessurface coseismic fractures. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124, 994–1017.

Echeverria, A., Margalef, A., Frontera Genovard, T., i Gallego, N. (2022). Serie sísmica del Alt Urgell-Andorra (2021-2022). *Resúmenes de la IV Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, Teruel, Universidad de Zaragoza, pp. 61-67.

ECORS – Pyrenees Team (1988). The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. Nature, 331, 508-511.

Esri. (2020). ArcGIS Desktop: Versió 10.8.2. Redlands, CA: Esri.

Frontera, T., Concha, A., Blanco, P., Echeverria, A., Goula, X., Arbiol, R., Khazaradze, G., Pérez, F., i Suriñach, E. (2012). DInSAR Coseismic Deformation of the May 2011 Mw 5.1 Lorca Earthquake (southeastern Spain). *Solid Earth*, 3, 111–119

Gómez, N. (2022). Un terratrèmol de magnitud 3,8 sacseja, un altre cop, l'Alt Urgell i Andorra. *CCMA*. <u>https://www.ccma.cat/el-temps/un-terratremol-de-magnitud-3-8-sacseja-un-altre-cop-lalt-urgell-i-andorra/noticia/3142933/</u>

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L., Cisternas, A., i Carbon, D. (1999): Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics* 308, 487-502. doi: 10.1016/S0040-1951(99)00120-1.

Govern d'Andorra (2018). Vol LiDAR 2018. Web de descàrregues IDE Andorra.

Grilo, A.L. (2008). Probabilistic non-linear earthquake location in a 3–D velocity model (Large Abstract). Bologna Master's Degree Graduation in Technologic Physics Engineering. Instituto Superior Técnico. Universidade Técnica de Lisboa.

Hancock, P. L., i Williams, G. D. (1986). Neotectonics, Journal of the Geological Society; 143; 2; 325-326; doi 10.1144/gsjgs.143.2.0323

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.I., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., i Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics* 19, 762-786. doi: 10.1029/2000TC900006.

Husen, S., Kissling, E., Deichmann, N., Wiemer, S., Giardini, D., Baer, M. (2003). Probabilistic earthquake location in complex threedimensional velocity models: Application to Switzerland. *J Geophys Res* 108:2077–2102

Husen, S. i Smith, R.B. (2004) Probabilistic Earthquake Relocation in Three-Dimensional Velocity Models for the Yellowstone National Park Region, Wyoming. *Bull Seism Soc Am94*:880–896

ICGC (2016). Dades LiDAR de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). 2a cobertura. Utilitzades sota una llicència CC BY 4.0.

ICGC (2016). Mapa geològic comarcal 1:50.000 de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC), utilitzat sota una llicència CC BY 4.0.

ICGC (2021). Ortofoto de Catalunya 1:25.000 de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC), utilitzada sota una llicència CC BY 4.0.

ICGC (2022). Sèrie sísmica de l'Alt Urgell, febrer 2022. Informe de seguiment.

ICGC (s.d). Terratrèmols enregistrats per l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC), sota una llicència CC BY 4.0. Disponible a: <u>https://www.icgc.cat/ca/Ciutada/Explora-Catalunya/Terratremols/Terratremols-enregistrats</u> [02/04/2022]

ICGC (s.d.) Mapa topogràfic 1:100.000 de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC), utilitzada sota una llicència CC BY 4.0.

IGN (2021). Tensor momento sísmico. Explotación de la base de datos. Disponible a: <u>https://www.ign.es/web/ca/ign/portal/tensor-momento-sismico/-/tensor-momento-</u>

sismico/sismologiaListadoTensor?lat_min=42&lat_max=43&long_min=1&long_max=2&startDate=01/01/2021&endDate=23/05/2 022&magnitud_min=3&magnitud_max=7

Jarman, D., Calvet, M., Corominas, J., Delmas, M., i Gunnell, Y. (2014). Large-scale rock slope failures in the Eastern Pyrenees: identifying a sparse but significant population in paraglacial and parafluvial contexts. Geografiska Annaler: *Series A, Physical Geography*, 96, 357–391. doi:10.1111/geoa.12060.

Lacan, P. (2008): Activité Sismotectonique Plio-Quaternaire de l'Ouest des Pyrénées. PhD. Thesis. Université de Pau et des Pays de l'Adour: 284 p.

Lacan, P., i Ortuño, M. (2012). Active Tectonics of the Pyrenees: A review. Journal of Iberian Geology 38 (1) 2012: 9-30 http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203 Lienert, B.R. i Havskov, J. (1995). A Computer Program for Locating Earthquakes Both Locally and Globally, Seismological Research Letters, 66 (5), 26-36, doi:10.1785/gssrl.66.5.26.

Lippitsch, R., White, R. S., Soosalu, H. (2005). Precise hypocentre relocation of microearthquakes in a high-temperature geothermal field: the Torfajökull central volcano, Iceland. Geophys. J. Int. (2005) 160, 370–387. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02467

Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., Berge, C. (2000). Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations. A: Thurber, C.H., Rabinowitz, N. (eds) Advances in Seismic Event Location. Kluwer, Amsterdam

Lomax, A. i Curtis, A (2001). Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using oct-tree importance sampling. Geophys Res Abstr 3:955. www.alomax.net/nlloc/octtree

Lomax, A. (2005). A Reanalysis of the Hypocentral Location and Related Observations for the Great 1906 California Earthquake. Bull SeismSoc Am 91: 861–877.

Lomax, A. (2008). Location of the Focus and Tectonics of the Focal Region of the California Earthquake of 18 April 1906. Bull Seism Soc Am 98:846–860

Lomax, A., Michelini, A., Curtis, A. (2009). Earthquake Location, Direct, Global-Search Methods. A: Meyers, R. (eds) Encyclopedia of Complexity and Systems Science. Springer, New York, NY. <u>https://doi.org/10.1007/978-3-642-27737-5_150-2</u>

Lomax (s.d.). NonLinLoc Issues. Disponible a: https://github.com/alomax/NonLinLoc/issues

Losantos, M. (1988). Structure of the Pallaresa dome (Central Pyrenees). Abstr. Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, 47 p.

Margalef, A. (2015). Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra. PhD Thesis, Universitat de Barcelona.

Margalef, A., Granado, P., i Casas, J.M. (en revisió). Superposed Variscan and Alpine deformation in the basement rocks of southern Andorra, Central Pyrenees.

Milne, J. (1886). Earthquakes and Other Earth Movements. Appelton, New York.

Moser, T.J., van Eck, T., Nolet, G. (1992). Hypocenter determination in strongly heterogeneous earth models using the shortest path method. J Geophys Res 97: 6563–6572.

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORSPyrenees crustal balanced cross-section. A: McClay, K.R. (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman and Hall, London: 235-246.

Ortuño, M. (2008): Deformación activa en el Pirineo Central: la falla Norte de la Maladeta y otras fallas activas. PhD. Thesis, Universitat de Barcelona: 346 p.

Ortuño, M., Martí, A., Martín-Closes, C., Jiménez-Moreno, G., Martinetto, E., Santanach, P. (2013): Palaeoenvironments of the Upper Miocene Prüedo basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. Journal of the Geological Society of London.

Ortuño, M., i Viaplana-Muzas, M. (2018). Active fault control in the Distribution of Elevated Low Relief Topography in the Central-Western Pyrenees. Geologica Acta, Vol. 1, Nº4. 499-518. Doi: 10.1344/GeologicaActa2018.16.4.10

Pedreira, D. (2004). Estructura cortical de la zona de transición entre los Pirineos y la Cordillera Cantábrica. PhD Thesis, Univ. de Oviedo, 343 p.

Poblet, J. (1991). Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central. Ph.D. thesis, Universitat de Barcelona

Presti, D., Troise, C., De Natale, G. (2004). Probabilistic Location of Seismic Sequences in Heterogeneous Media. Bull Seism Soc Am 94:2239–2253 p.

Redacció Ràdio SER Principat d'Andorra (2022). Nou terratrèmol a Os de Civís. SER. <u>https://cadenaser.com/2022/04/14/nou-terratremol-a-os-de-civis/</u>

Rigo, A., Vernant, P., Feigl, K.L., Goula, X., Khazaradze, G., Talaya, J., Morel, L., Nicolas, J., Baize, S., Chéry, J., i Sylvander, M. (2015). Present-day deformation of the Pyrenees revealed by GPS surveying and earthquake focal mechanisms until 2011. *Geophysical Journal Int.*, 201, 947-964. DOI: 10.1093/gji/ggv052

Sans, C. (2019). El voto detrás de la frontera. SEGRE.com. https://www.segre.com/es/noticias/comarcas/2019/04/16/el voto detras la frontera 73698 1091.html

Sanjuan, A. (2023). Més de 600 terratrèmols en els darrers dos anys a Os de Civís, la majoria amb magnituds negatives. *Altaveu*. <u>https://www.altaveu.com/actualitat/societat/mes-600-terratremols-en-darrers-dos-anys-os-civis-majoria-magnituds-</u>negatives 46381 102.html

Souriau, A., Sylvander, M., Rigo, A., Fels, J., Douchain, J., i Ponsolles, C. (2001): Sismotectonique des Pyrénées; principales contraintes sismologiques. *B. Soc. Géol. France* 172, 25-39. doi: 10.2113/172.1.25.

Tarantola, A. (1987). Inverse problem theory: Methods for data fitting andmodel parameter estimation. Elsevier, Amsterdam

Tarantola, A. i Valette, B. (1982.) Inverse problems = quest for information. J Geophys Res 50:159–170.

Teixell, A. (1998). Crustal structure and orogènic material budget in the west central Pyrenees. Tectonics, 17, 395-406.

Teunissen, T., Chevrot, S., Sylvander, M., Monteiller, V., Calvet, M., Villaseñor, A., Benahmed, S., Pauchet, H., i Grimaud, F. (2018). Absolute earthquake locations using 3-D versus 1-D velocity models below a local seismic network: example from the Pyrenees, *Geophysical Journal International*, Volume 212, Issue 3, 1806-1828, <u>https://doi.org/10.1093/gji/ggx472</u>

Tiira, T., Uski, M., Kortström, J. (2016). Local seismic network for monitoring of a potential nuclear power plant area. J Seismol 20, 397–417. <u>https://doi.org/10.1007/s10950-015-9534-8</u>

Turu, V., i Peña, J.L. (2006a): Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales) : relación con el glaciarismo y la tectónica activa. A: A. Pérez-Alberti, J. López-Bedoya (eds.), *Geomorfología y Territorio : Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Universidad de Santiago de Compostela, 171, 101-112.

Turu, V., i Peña, J.L. (2006b): Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales. In A.Y. Pérez- Alberti, J. López-Bedoya (eds.), Geomorfología y Territorio : *Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Universidad de Santiago de Compostela, 171, 113-129.

Turu, V., i Planas, X. (2005): Inestabilidad de vertientes en los valles del Valira. Datos y dataciones para el establecimiento de una cronología, posibles causas. Andorra y Alt Urgell (Pirineos orientales). *VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia, Abstracts.*

Vanara, N., Maire, R., i Lacroix, J. (1997): La surface carbonatée du massif des Arbailles (Pyrénées Atlantiques): un example de paléoréseau hydrographique néogéne déconnecté par la surrection. *Bull. Soc. géol. France* 168, 255-65.

Ventura, J. (2021). El Parc Natural de l'Alt Pirineu fa 40.000 anys. El darrer màxim glacial. Mapa a escala 1:100.000 de la reconstrucció de la ocupació glacial a la conca de la Noguera Pallaresa. Pòster (70x100 cm) editat pel Parc Natural de l'Alt Pirineu (PNAP).

Ventura, J. i Oliva, M. (2023). Les glaceres rocalloses del Parc Natural de l'Alt Pirineu. Inventari, cartografía i distribució espacial. Pòster (70x100 cm) editat pel Parc Natural de l'Alt Pirineu (PNAP).

Vergés, J., Millan, H., Roca, E., Muñoz, J., Marzo, M., Cires, J., den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., i Cloetingh, S. (1995): Evolution of a collisional orogen : Eastern Pyrenees transect and petroleum potential. *Mar. Petrol. Geol.* 12, 903-916.