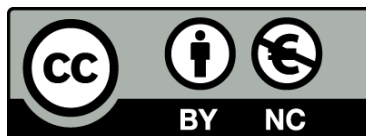




UNIVERSITAT_{DE}
BARCELONA

Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra

Aina Margalef Porcar



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial 3.0. Espanya de Creative Commons**.

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial 3.0. España de Creative Commons**.

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0. Spain License**.

TESI DOCTORAL

Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra

Aina Margalef Porcar

Facultat de Geologia

Director:

Josep Maria Casas Tuset

2015

Aina Margalef Porcar

Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra

2015



TESI

ESTUDI ESTRUCTURAL I ESTRATIGRÀFIC DEL SUD D'ANDORRA

AUTORA:

AINA MARGALEF PORCAR

DIRECTOR:

JOSEP MARIA CASAS TUSET

PROGRAMA DE DOCTORAT EN CIÈNCIES DE LA TERRA

DEPT. DE GEODINÀMICA I GEOFÍSICA

FACULTAT DE GEOLOGIA

2015

PROGRAMA DE DOCTORAT EN CIÈNCIES DE LA TERRA

MEMÒRIA PRESENTADA PER AINA MARGALEF PORCAR PER
OPTAR AL GRAU DE DOCTORA PER LA UB EN EL PROGRAMA DE
DOCTORAT EN CIÈNCIES DE LA TERRA

DIRECTOR DE LA TESI

JOSEP MARIA CASAS TUSET

DEPT. DE GEODINÀMICA I GEOFÍSICA

FACULTAT DE GEOLOGIA

BARCELONA, OCTUBRE DE 2015

Agraïments

Al llarg d'aquests anys en què he estat treballant en aquesta tesi, han estat moltes les persones que, d'una manera o altra, han aportat el seu granet de sorra per ajudar-me a tirar endavant.

Primer de tot vull agrair el suport rebut per part del meu director de tesi, en Josep Maria Casas. D'entrada, per acceptar ser el director d'aquest projecte abans fins i tot que fos un projecte, i per guiar-me als inicis quan, tot just acabada de sortir d'un màster en riscos geològics, em vaig trobar immersa en el Paleozoic del Pirineu. Sense la teva ajuda no hauria sobreviscut. Gràcies per tot el que m'has ensenyat i per tot el temps que m'has dedicat en aquest esprint (o maratón?) final.

També vull agrair a la direcció de l'Institut d'Estudis Andorrans i del CENMA el seu suport per dur a terme aquest projecte, així com a la Montse Mascos pel fet d'haver-me donat l'oportunitat de fer aquesta tesi i al Pere Esteban per haver-me posat les coses tan fàcils. A tots els companys de l'IEA (als que hi són i als que han marxat), en especial a la Laura i la Natàlia, per compartir tantes hores de feina, tants riures, tanta desesperació i per animar-me cada dia. Gràcies també a la Natàlia pel resum en francès, i a la Laura per solucionar-me tots els problemes amb el LaTeX i no desesperar-se amb la meva tossuderia, sense tu no sé com ho hauria fet.

M'agradaria donar les gràcies a tots els companys de la Facultat de Geologia i de l'Institut de Recerca Geomodels que m'han ajudat d'una manera o altra durant tot aquest temps. A la Núria Carrera, la Marta Guinau i la Joana Mencos per ensenyar-me tot el que sé de Microstation i ArcGIS, i per resoldre'm sempre tots els dubtes d'una manera tan eficient, sou el millor servei tècnic que es pot tenir! A la Montserrat Liesa per tot el suport que m'has donat amb les làmines primes i per la paciència que has tingut amb mi, moltíssimes gràcies. A la Glòria Furdada per ajudar-me tant en els moments dolents, pels consells, pels ànims, per fer-me veure les coses d'una altra manera, gràcies de tot cor! A la Gemma Alías per fer-ho tot tan fàcil. Al Luis Valero per totes les estones a la facultat, pels cafès, les reflexions, per posar-ho tot en dubte, per portar-me sempre la contrària; algun dia aprendré com rebatre't. I a la resta de companys, gràcies per haver-me fet sentir tan bé a la facultat durant aquests anys.

A Pilar Clariana por estar siempre dispuesta a ayudarme, a pesar de la distancia. Tus visitas a Andorra fueron esenciales para mi trabajo con los devónicos, gracias por enseñarme tanto.

I a totes les persones que m'han ajudat de manera més puntual, moltes gràcies per la vostra contribució a aquest treball: Pedro Castiñeiras (Gracias por introducirme en el mundo de los

circones detríticos, sin tu ayuda el capítulo 5 de esta tesis no existiría), Pilar Queralt, Josep Poblet, Jaume Calvet, Javier Sanz-López i Marina Navidad.

Finalment, m'agradaria donar les gràcies a tots els amics i família que m'han fet costat al llarg d'aquesta tesi, i en especial aquest últim any. Sense els vostres ànims i la vostra paciència hauria estat encara més difícil. Gràcies a tots aquests amics tan fantàstics que tinc que m'heu permès enfadar-me, deprimir-me, oblidar-me de vosaltres i que, després de tot, seguíeu al meu costat donant-me ànims. Gràcies Marta i Gemma per ser-hi sempre que us necessito.

Vull agrair molt especialment el suport incondicional que he rebut dels meus pares en totes les decisions que he pres a la vida. De vosaltres he après a no rendir-me, a esforçar-me al màxim en tot el que faig i a tirar endavant malgrat les adversitats. Segurament sense aquests valors i la confiança que m'heu transmès no hauria aconseguit acabar. Gràcies per ser el meu exemple. I gràcies també a la Laia, que t'has quedat un any sense germana, prometo fer-te més cas a partir d'ara! Per últim, vull agrair molt especialment la teva paciència infinita, Jordi. Gràcies per creure en mi, per animar-me a seguir amb la tesi tot i no entendre per què ho feia, gràcies per acceptar les meves decisions i aguantar el meu mal humor, sé que aquesta etapa ha suposat un esforç increïble també per tu. Diuen que el que no ens mata ens fa més forts, i nosaltres estem més vius que mai.

Aquest projecte també ha estat possible gràcies al finançament rebut del Govern d'Andorra en el marc de les ajudes de la Comunitat de Treball dels Pirineus (ACTP008-AND/2009, ACTP015-AND/2012 i ACTP020-AND/2013), dels projectes CGL2007-66857-CO2-02/BTE, CGL2007-66857-CO2-02 i CGL2010-21298, i del programa Consolider-Ingenio 2010 (CSD2006-00041, Topoiberia).

Resum

Aquesta tesi se centra en l'estudi estratigràfic i estructural d'un sector de la zona axial del Pirineu, concretament al sud d'Andorra, en què hi affloren roques del Paleozoic que han estat afectades per les orogènies herciniana i alpina. Els objectius principals d'aquesta tesi se centren en millorar el coneixement de la geologia regional d'Andorra, i es poden agrupar en els següents punts:

1. Millorar el coneixement de l'estratigrafia de les roques d'Andorra.
2. Proposar una evolució estructural del sector d'estudi a partir de la realització de talls geològics i d'observacions de camp.
3. Comparar el sector d'estudi amb altres massissos hercinians i establir relacions entre ells.

Aquesta tesi parteix de la realització d'un mapa geològic del sector a l'escala 1:25.000 (que es presenta a l'escala 1:50.000 per facilitar-ne la lectura) que és la base del treball i l'element de visualització de part dels resultats. Les unitats estructurals estudiades són el dom de la Rabassa, la part més oriental del sinclinal de Llavorsí i de l'anticlinal de la Massana, i un sector del massís de la Pallaresa, al nord est d'Andorra. Totes aquestes unitats estan afectades per un metamorfisme regional de grau baix o molt baix. El granitoide d'Andorra - Montlluís queda fora de l'àmbit d'estudi.

Les roques més antigues observades a l'àrea d'estudi pertanyen a la Fm d'Alins i es troben situades al nord del port d'Envalira. Aquesta formació està limitada per contactes mecànics i no se'n coneix la potència. Estratigràficament al damunt s'hi troba la Fm de Jújols, que forma el nucli del dom de la Rabassa i de l'anticlinal de la Massana i de la que tampoc se n'ha pogut estimar la potència. Aquestes dues formacions són azoiques en aquest sector, però a partir de datacions amb zircons detrítics s'ha calculat una edat màxima de sedimentació de la part superior de la Fm de Jújols de 478 Ma, que indica una edat Ordovicià inferior pel sostre d'aquesta formació. D'altra banda, s'han descrit dacites dins la Fm de Jújols que en un futur poden servir per acotar millor l'edat d'aquesta formació. Les roques de l'Ordovicià superior reposen de manera discordant sobre les del Cambroordovicià. La característica principal d'aquesta sèrie és la disminució de la seva potència en direcció nord, així com la disminució de la mida de gra en aquesta mateixa direcció. En aquest treball es presenten diverses columnes realitzades tant al dom de la Rabassa com a l'anticlinal de la Massana que il·lustren aquesta tendència. S'han realitzat datacions amb zircons detrítics en una mostra de la Fm quarsita de Bar, i s'ha

obtingut una edat màxima de sedimentació de 443 Ma, fet que indica que aquesta quarsita inclou part de la base del Silurià. La cartografia detallada de la sèrie de l'Ordovicià superior ha estat clau per a l'estudi de l'estructura del sector. Per damunt de les roques de l'Ordovicià superior i en continuïtat sedimentària es troben les pissarres ampelítiques del Silurià, de les que no se'n coneix la potència ja que el seu caràcter plàstic facilita que actuïn com a nivell de desenganxament de diverses estructures tectòniques. Per últim, el Devonian del sector d'estudi pertany al domini de Sierra Negra, i les roques que hi afloren corresponen a la Fm de Rueda, la Fm de Castanesa, la Fm de Manyanet i part de la Fm Civís.

S'ha realitzat la datació de zircons detrítics amb mètodes radiomètrics U-Pb de tres mostres corresponents a les quarsites del sostre de la Fm de Jújols i a una mostra de la Fm quarsita de Bar. Els objectius són: 1) determinar l'edat màxima de sedimentació d'aquestes dues formacions, i 2) determinar la situació dels Pirineus al marge nord de Gondwana durant el Paleozoic inferior a partir de la comparació amb les poblacions d'edat d'altres terrenys perigondwànics dels que ja se'n coneix la posició; així com proposar àrees font d'aquests sediments. En total s'han realitzat 540 anàlisis, de les quals 101 han estat desestimades a causa de la discordança entre les seves edats, superior al 10%. Pel que fa a l'edat màxima de sedimentació, s'ha determinat amb l'eina *Isoplot* en 478 ± 5 Ma per al sostre de la Fm de Jújols i en 443 ± 6 Ma per a la quarsita de Bar. Aquestes edats impliquen una llacuna màxima de 35 Ma entre l'edat de les roques del Cambroordovicià i les de l'Ordovicià superior, fet que confirma la presència d'una discordança a la base de l'Ordovicià superior. D'altra banda, a partir de les edats obtingudes en les anàlisis realitzades, s'han definit una sèrie de poblacions d'edat de zircons que són característiques de les mostres d'Andorra. Aquestes poblacions són, en ordre d'importància: 1) 550 - 750 Ma (Ediacarià - Criogenià), 2) 850-1100 Ma (Grenvillia), 3) 1900-2100 Ma (Paleoproterozoic), 4) 2450-2650 Ma (Neoarqueà) i 5) 480-510 Ma (Ordovicià inferior - Cambrià inferior). Aquestes poblacions d'edat s'han comparat amb diverses mostres de Sardenya, Jordània, Sicília i el Massís Ibèric per mitjà de diferents mètodes estadístics. Els resultats mostren una gran afinitat entre les poblacions d'edat d'Andorra i les de Sardenya, així com amb una mostra que pertany a la Quarsita Armoricana. Aquest fet suggereix una situació paleogeogràfica molt propera entre Andorra i Sardenya abans de l'orogènia herciniana, així com una posició també relativament propera amb algunes parts de la Quarsita Armoricana. Les àrees font que alimentarien la sedimentació de les roques del Pirineu durant el Paleozoic inferior es trobarien en el continent de Gondwana, situat més al sud segons les coordenades actuals, i la direcció de transport seria de sud a nord. Aquestes àrees font podrien correspondre al Metacrató del Sàhara, a l'escut d'Àrabia i Núbia, i al sistema de súper ventall de Gondwana, que transportaria sediments des dels cinturons d'Irúmidia i Moçambic i des de Madagascar. En aquest context, Andorra es trobaria situada en algun punt al nord del Metacrató del Sàhara, dins l'àmbit d'influència del súper ventall de Gondwana i en una posició distal, desplaçada cap al nord respecte del continent.

El sector d'estudi es troba a la zona axial del Pirineu i forma part del mantell de l'Orri. L'orogènia alpina, que va donar lloc a l'apilament antiformal de diferents làmines encaval-

cants que donen la forma actual al Pirineu, no va produir una deformació prou important com per esborrar les característiques de les deformacions anteriors. L'anàlisi estructural ha permès realitzar tres talls geològics compensats de direcció nord - sud que abasten tota la zona d'estudi. En aquests talls queden reflectits els diferents episodis de deformació que s'han descrit en aquest treball, que es poden agrupar en episodis anteriors a la foliació principal, l'episodi de deformació principal i els episodis posteriors. S'han descrit dos episodis anteriors a la foliació principal: el primer es caracteritza per la formació d'una foliació S_1 discontinua, plegada, associada a plecs d'escala hectomètrica a quilomètrica i que afecta a tota la sèrie, és per tant d'edat herciniana; el segon es troba localitzat prop de la població d'Argolell, al tancament occidental del dom de la Rabassa, i s'ha identificat gràcies a les figures d'interferència de plecs que s'observen en aquest aflorament. Els plecs associats a aquest episodi es troben plegats per l'episodi de deformació principal. No s'han trobat evidències per relacionar temporalment aquests dos episodis de deformació, i tampoc no es pot descartar que es tracti del mateix episodi. La fase de deformació principal D_2 es caracteritza per la formació de plecs, encavalcaments i una foliació S_2 , tots ells vergents cap al sud i que són les estructures de deformació principal a tota l'àrea d'estudi. Aquest episodi de deformació es desenvolupa en tres estadis: en el primer es formen encavalcaments vergents cap al sud arrelats al Silurià i plecs associats en els materials suprajacents, en el segon es formen els grans plecs quilomètrics que afecten a tota la sèrie i que són els responsables de la forma cartogràfica actual de les grans unitats i la foliació principal en aquest sector (S_2), i finalment es formen els grans encavalcaments que tallen totes les estructures anteriors i que estarien arrelats en els materials del Cambroordovicià o en materials més antics. L'edat d'aquest episodi és també herciniana. Els episodis posteriors es limiten a la formació d'una foliació subvertical S_3 poc penetrativa i molt discontinua; a la formació d'una família de plecs de tipus kink i a l'existència d'una família de falles normals amb sentit de desplaçament cap al N i NW que serien sincròniques amb la intrusió dels granitoides tardihercinians. La deformació alpina de la zona d'estudi es limita a moviments de tota la làmina que donen lloc a la rotació i/o basculament de les estructures prèvies, i a la reactivació d'algunes falles i encavalcaments hercinians. Gràcies a la restitució dels talls s'ha pogut calcular un escurçament màxim en aquest sector d'un 60 %, la major part del qual és degut a les deformacions hercinianes.

Per últim, es discuteix la relació de la meitat sud d'Andorra amb altres sectors del Pirineu i amb els massissos hercinians més propers, fent èmfasi en les característiques sedimentològiques, estructurals i magmàtiques d'aquests territoris, així com de l'anàlisi de procedència realitzat a partir de l'estudi dels zircons detrítics. El Pirineu presenta similituds amb les Serralades Costaneres Catalanes, les zones externes de Sardenya i la Montagne Noire, fet que indicaria una paleoposició adjacent amb aquests territoris abans de l'orogènesi herciniana. Aquests territoris formarien la part distal de la plataforma externa del marge nord de Gondwana, en una posició una mica més occidental que la desembocadura del sistema de drenatge de l'escut d'Àrabia i Núbia.

Abstract

This thesis centres on a stratigraphic and structural study of a sector of the axial zone of the Pyrenees in the south of the Principality of Andorra, where Paleozoic rocks affected by the Hercynian and Alpine orogenies outcrop. Its main objective - to improve knowledge of the regional geology of Andorra - can be broken down into three principal aims:

1. Improve knowledge of the stratigraphy of the rocks of Andorra;
2. Propose a structural evolution of the study area using geological cross-sections and field observations;
3. Compare the study area with other Hercynian massifs and establish possible relationships between them.

The thesis is based on the geological mapping of the study area at 1:25,000 scale (included here only at 1:50,000 scale to facilitate its legibility), which affords a visual representation of part of the results of the study. The structural units studied are La Rabassa dome, the easternmost part of the Llavorsí syncline and of the Massana anticline, and a section of the Pallaresa massif lying to the north-east of Andorra. All these units have been affected by low- or very low-intensity regional metamorphism. The Andorra-Montlluís granitoides lie outside the study area.

The oldest rocks observed in the study area correspond to the Alins Formation and are located to the north of the Envalira Pass. This formation is bounded by mechanical contacts and its depth is not known. Stratigraphically, the Jújols Formation overlies the Alins Formation and represents the core of the Rabassa dome and the Massana anticline, and its depth likewise could not be estimated. Although both these formations in this sector are azoic, dating was possible using detrital zircons and a maximum depositional age for the uppermost part of the Jújols Formation of 478 Ma was calculated, corresponding to the Lower Ordovician. As well, dacites were described that in the future could be used to improve the dating of this formation. The rocks of the Upper Ordovician rest discordantly on those of the Cambro-Ordovician. The main characteristics of this series are the gradual thinning and fall in grain size towards the north. Here, we present a number of stratigraphic columns taken from the Rabassa dome and the Massana anticline that illustrate this trend. Dating using detrital zircons from a sample of the quartzites of the Bar Formation gave a maximum depositional age of 443 Ma, which indicates that these quartzites also include part of the base of the Silurian. The detailed mapping of the Ordovician series was vital in the study of the structure of this sector. Overlying the rocks of the

Upper Ordovician, and in sedimentary continuation, we find the ampelitic slates of the Silurian, whose depth is unknown given that their plasticity allows them to act as a detachment level for various tectonic structures. Finally, the Devonian strata in the area belong to the Sierra Negra domain, and the rocks that outcrop there correspond to the Rueda, Castenesa, Manyanet and part of the Civís formations.

To date the detrital zircons, U-Pb radiometric techniques were used to study three samples of quartzites from the uppermost part of the Jújols Formation and one sample of quartzite from the Quarsita de Bar Formation. The principal aims were to estimate the maximum depositional age of these two formations and to determine the position of the Pyrenees on the northern margin of Gondwana in the Lower Paleozoic by comparing the ages of these samples with populations from other Perigondwanan terranes of known ages, thereby enabling source areas for these sediments to be proposed. In all, we conducted 450 analyses, of which 101 were discarded due to unconformities between ages of over 10 %. Using the Isoplot tool, a maximum depositional age of 478 Ma was determined for the uppermost part of the Jújols Formation and 443 Ma for the Bar quartzites. These ages imply that there is a maximum gap of 35 Ma between the rocks of the Cambro-Ordovician and those of the Upper Ordovician, a finding that confirms the presence of unconformity at the base of this latter period. As well, we used the data on ages obtained by these analyses to define a series of ages for the zircon populations that are characteristic of the samples from Andorra. These populations are (in order of importance): 1) 550-750 Ma (Ediacarian-Cryogenian), 2) 850-1100 Ma (Grenvillian), 3) 1900-2100 Ma (Paleoproterozoic), 4) 2500-2650 Ma (Neoarquean) and 5) 470-520 Ma (Lower Ordovician-Lower Cambrian). These age populations were compared with those from other sectors on the northern margin of Gondwana in order to situate the Pyrenees in relation to other territories of known position and to determine the possible source areas for each of these populations. The samples from Andorra were compared with samples from Sardinia, Jordan, Sicily and the Iberian Massif using a variety of statistical methods. The results show that there is great affinity in age between the Andorran populations and samples from Sardinia and a sample belonging to the Armorican Quartzite. This suggests that, before the Hercynian orogeny took place, Andorra was very close paleogeographically to Sardinia and relatively adjacent to some parts of the Armorican Quartzite. The source areas that fed the sedimentation of the rocks in the Pyrenees during the Lower Paleozoic were located in the Gondwana continent, which was situated further south (according to current coordinates); the transport of sediments would have taken place in a south-north direction. These source areas could correspond to the Saharan Metacraton, to the Arabian-Nubian shield, or to the Gondwana super-fan system, which would have transported sediments from the Irumide and Mozambique belts and from Madagascar. Thus, Andorra would be situated at some point to the north of the Saharan Metacraton in an area influenced by the Gondwana super-fan system, that is, in a distal position and displaced to the north of this continent.

The study sector lies in the axial zone of the Pyrenees and forms part of the Orri thrust sheet. The Alpine orogeny, which produced the anti-formal stacking of the different overthrust

faults that have shaped the Pyrenees, did not generate any deformations that were sufficiently powerful to erase the characteristics of the earlier deformations. Our structural analysis included three north-south geological cross-sections that cover the whole study area. The different deformation episodes that are described in this thesis are identifiable in these cross-sections, and can be grouped into episodes from before the main foliation, the main deformation episode and subsequent episodes. Furthermore, two episodes have been described dating from before the main foliation episode: the first is characterized by the formation of a S_1 discontinuous foliation, folded and associated with hectometric-kilometric-deep folds that affect the whole series (which is thus Hercynian); the second is located near the village of Argolell at the western end of the Rabassa dome, and can be identified by the interference figures of the folds that are observable in this outcrop. The folds associated with this episode were produced during the main deformation episode. Although no evidence has been found to establish any temporal link between these two deformation episodes, we cannot rule out that they do in fact correspond to the same episode. The main deformation phase D_2 is characterized by the formation of folds, thrust faults and an S_2 foliation, all verging southwards and representing the main deformation structures in the study area. This deformation episode developed in three stages: initially, thrust faults rooted in the Silurian slates formed, verging southwards, with associated folds in overlying materials; secondly, great kilometric folds formed affecting the whole series, which are responsible for the current cartographic shape of the principal units and for the main foliation in the sector (S_2); and, finally, great overthrust faults rooted in Cambro-Ordovician materials formed, affecting all previous structures. The age of this episode is also Hercynian. Subsequent episodes only consisted of a weak and very discontinuous subvertical S_3 foliation, as well as the formation of a family of kink-bands and a family of normal faults with a north to northwest transport direction that would be synchronous with the intrusion of Tardi-Hercynian granitoides. The alpine deformation in the study area was restricted to movements of whole sheets that led to the rotation and/or tilting of previously formed structures, and to the reactivation of some of Hercynian normal and thrust faults. The cross-sections enabled us to calculate a maximum shortening in this sector of 60 %, most of which is due to Hercynian deformations.

Finally, we discuss the relationship between the southern sector of Andorra and other sectors of the Pyrenees and the nearest other Hercynian massifs, with an emphasis on the sedimentological, structural and magmatic characteristics of these areas, as well as on the analysis of their provenance determined by the study of detrital zircons. The Pyrenees share features with the Catalan Coastal Ranges, the foreland of Sardinia and the Montagne Noir that would seem to indicate an adjacent paleoposition in the period before the Hercynian orogeny. These territories represent the distal part of the external platform of the northern margin of Gondwana, located a little to the west of the mouth of the Arabian-Nubian shield drainage system.

Resumen

Esta tesis se centra en el estudio estratigráfico y estructural de un sector de la zona axial del Pirineo, concretamente en el sur de Andorra, donde afloran rocas del Paleozoico que han sido afectadas por las orogénesis hercínica y alpina. Los objetivos principales de esta tesis se centran en mejorar el conocimiento de la geología regional de Andorra, y se pueden agrupar en los siguientes puntos:

1. Mejorar el conocimiento de la estratigrafía de las rocas de Andorra.
2. Proponer una evolución estructural del sector de estudio a partir de la realización de cortes geológicos i observaciones de campo.
3. Comparar el sector de estudio con otros macizos hercínicos y establecer relaciones entre ellos.

Esta tesis parte de la realización de un mapa geológico del sector a escala 1:25.000 (que se presenta a escala 1:50.000 para facilitar la lectura) que es la base del trabajo y el elemento de visualización de parte de los resultados. Las unidades estructurales estudiadas son el domo de la Rabassa, la parte más oriental del sinclinal de Llavorsí y del anticlinal de la Massana, y un sector del macizo de la Pallaresa, al noreste de Andorra. Todas estas unidades están afectadas por un metamorfismo regional de grado bajo o muy bajo. El granitoide de Andorra - Montlluís queda fuera del ámbito de estudio.

Las rocas más antiguas observadas en el área de estudio pertenecen a la Fm de Alins y se encuentran situadas al norte del puerto de Envalira. Esta formación está limitada por contactos mecánicos y no se conoce su potencia. Estratigráficamente por encima se encuentra la Fm de Jújols, que forma el núcleo del domo de la Rabassa y del anticlinal de la Massana y tampoco se ha podido estimar su potencia. Estas dos formaciones son azoicas en este sector, pero a partir de dataciones con circones detríticos se ha calculado una edad máxima de sedimentación de la parte superior de la Fm de Jújols de 478 Ma, que indica una edad Ordovícico inferior para el techo de esta formación. Por otro lado, se han descrito dacitas dentro de la Fm de Jújols que en un futuro podrían servir para acotar mejor la edad de esta formación. Las rocas del Ordovícico superior reposan de manera discordante sobre las del Cambro-Ordovícico. La característica principal de esta serie es la disminución de su potencia en dirección norte, así como la disminución del tamaño de grano en esta misma dirección. En este trabajo se presentan varias columnas realizadas tanto en el domo de la Rabassa como en el anticlinal de la Massana que

ilustran esta tendencia. Se han realizado dataciones con circones detríticos en una muestra de la Fm Cuarcita de Bar y se ha obtenido una edad máxima de sedimentación de 443 Ma, que indica que esta cuarcita incluye parte de la base del Silúrico. La cartografía detallada de la serie del Ordovícico superior ha sido clave para el estudio de la estructura de este sector. Por encima de las rocas del Ordovícico superior y en continuidad sedimentaria se encuentran las pizarras ampelíticas del Silúrico, de las que no se conoce su potencia ya que su carácter plástico facilita que actúen como niveles de despegue de varias estructuras tectónicas. Por último, el Devónico del sector de estudio pertenece al dominio de Sierra Negra, y las rocas que afloran corresponden a las Fm de Rueda, Castanesa, Manyanet y parte de la Fm Cívís.

Se ha realizado la datación de circones detríticos con métodos radiométricos U-Pb de tres muestras correspondientes a las cuarcitas del techo de la Fm de Jújols y a una muestra de la Fm Cuarcita de Bar. Los objetivos son: 1) determinar la edad máxima de sedimentación de estas dos formaciones, y 2) determinar la situación de los Pirineos en el margen norte de Gondwana durante el Paleozoico inferior a partir de la comparación con las poblaciones de edad de otros terrenos perigondwánicos con una posición conocida, y proponer áreas fuente para estos sedimentos. En total se han realizado 540 análisis, de los cuales 101 han sido desestimados a causa de la discordancia entre sus edades, superior al 10 %. En cuanto a la edad máxima de sedimentación, se ha determinado con la herramienta Isoplot en 478 ± 5 Ma para el techo de la Fm de Jújols y en 443 ± 6 Ma para la cuarcita de Bar. Estas edades implican una laguna máxima de 35 Ma entre la edad de las rocas del Cambro-Ordovícico y las del Ordovícico superior, hecho que confirma la presencia de una discordancia en la base del Ordovícico superior. Por otro lado, a partir de las edades obtenidas en los análisis realizados, se han definido una serie de poblaciones de edad de circones que son características de las muestras de Andorra. Estas poblaciones son, en orden de importancia: 1) 550-750 Ma (Ediacárico - Criogénico), 2) 850-1100 Ma (Grenvillense), 3) 1900-2100 Ma (Paleoproterozoico), 4) 2450-2650 Ma (Neoarcaico) y 5) 480-510 Ma (Ordovícico inferior - Cámbrico inferior). Estas poblaciones de edad se han comparado con varias muestras de Cerdeña, Jordania, Sicilia y el Macizo Ibérico utilizando diferentes métodos estadísticos. Los resultados muestran una gran afinidad entre las poblaciones de edad de Andorra y las de Cerdeña, así como con una muestra que pertenece a la Cuarcita Armoricana. Este hecho sugiere una situación paleogeográfica muy próxima entre Andorra y Cerdeña antes de la orogénesis hercínica, así como una posición también relativamente próxima con algunas partes de la Cuarcita Armoricana. Las áreas fuente que alimentarían la sedimentación de las rocas del Pirineo durante el Paleozoico inferior se encontrarían en el continente de Gondwana, situado más al sur según las coordenadas actuales, y la dirección de transporte sería de sur a norte. Estas áreas fuente podrían corresponder al Metacratón del Sáhara, al escudo de Arabia - Nubia, y al sistema de súper abanicos de Gondwana, que transportaría sedimentos desde los cinturones de Irumide y Mozambique y desde Madagascar. En este contexto, Andorra se encontraría situada en algún punto al norte del Metacratón del Sáhara, dentro del ámbito de influencia del súper abanico de Gondwana y en una posición distal, desplazada hacia el norte respecto al continente.

El sector de estudio se encuentra en la zona axial del Pirineo y forma parte del manto del Orri. La orogénesis alpina, que dio lugar al apilamiento antiformal de distintas láminas cabalgantes que dan la forma actual al Pirineo, no produjo una deformación suficientemente importante como para borrar las características de las deformaciones anteriores. El análisis estructural ha permitido realizar tres cortes geológicos compensados de dirección norte - sur que abarcan toda la zona de estudio. En estos cortes quedan reflejados los distintos episodios de deformación que se han descrito en este trabajo, que se pueden agrupar en episodios anteriores a la foliación principal, el episodio de deformación principal y los episodios posteriores. Se han descrito dos episodios anteriores a la foliación principal: el primero se caracteriza por la formación de una foliación S1 discontinua, plegada, asociada a pliegues de escala hectométrica a kilométrica y que afecta a toda la serie, es por tanto de edad hercínica; el segundo se encuentra localizado cerca de la población de Argolell, en el cierre occidental del domo de la Rabassa, y se ha identificado gracias a las figuras de interferencia de pliegues que se observan en este afloramiento. Los pliegues asociados a este episodio se encuentran plegados por el episodio de deformación principal. No se han encontrado evidencias para relacionar temporalmente estos dos episodios de deformación, y tampoco se puede descartar que se trate del mismo episodio. La fase de deformación principal D₂ se caracteriza por la formación de pliegues, cabalgamientos y una foliación S₂, todos ellos con vergencia hacia el sur y que son las estructuras de deformación principal en toda el área de estudio. Este episodio de deformación se desarrolla en tres estadios: en el primero se forman cabalgamientos vergentes hacia el sur enraizados en el Silúrico y pliegues asociados en los materiales suprayacentes, en el segundo se forman grandes pliegues kilométricos que afectan a toda la serie y que son los responsables de la forma cartográfica actual de las grandes unidades y la foliación principal en este sector (S₂), y finalmente se forman los grandes cabalgamientos que cortan todas las estructuras anteriores y que estarían enraizados en los materiales del Cambro-Ordovícico o en materiales más antiguos. La edad de este episodio es también hercínica. Los episodios posteriores se limitan a la formación de una foliación subvertical S₃ poco penetrativa y muy discontinua, a la formación de una familia de pliegues de tipo kink y a la existencia de una familia de fallas normales con sentido de desplazamiento hacia el N y el NW que serían sincrónicas con la intrusión de los granitoides tardihercánicos. La deformación alpina en la zona de estudio se limita a movimientos de toda la lámina que dan lugar a la rotación y/o basculamiento de las estructuras previas, y a la reactivación de algunas fallas y cabalgamientos hercánicos. Gracias a la restitución de los cortes se ha podido calcular un acortamiento máximo en este sector de un 60 %, la mayor parte del cual es debido a las deformaciones hercánicas.

Por último, se discute la relación de la mitad sur de Andorra con otros sectores del Pirineo y con los macizos hercánicos más cercanos, haciendo énfasis en las características sedimentológicas, estructurales y magmáticas de estos territorios, así como en el análisis de procedencia realizado a partir del estudio de circones detríticos. El Pirineo presenta similitudes con las Cordilleras Costeras Catalanas, las zonas externas de Cerdeña y la Montagne Noire, hecho que indicaría una paleoposición adyacente con estos territorios antes de la orogénesis hercínica. Estos territorios

formarían la parte distal de la plataforma externa del margen norte de Gondwana, en una posición un poco más occidental que la desembocadura del sistema de drenaje del escudo de Arabia y Nubia.

Résumé

Cette thèse est centrée sur l'étude stratigraphique et structurelle d'un secteur de la zone axiale des Pyrénées, concrètement au sud de l'Andorre, où y affleurent des roches du Paléozoïque qui ont été affectées par les orogénèses hercynienne et alpine. Les principaux objectifs de cette thèse sont centrés sur l'amélioration de la connaissance de la géologie régionale de l'Andorre, et peuvent être regroupés selon les points suivants:

1. Améliorer la connaissance de la stratigraphie des roches d'Andorre.
2. Proposer une évolution structurelle du secteur d'étude à partir de la réalisation de coupes géologiques et d'observations de terrain.
3. Comparer le secteur d'étude avec d'autres massifs hercyniens et établir des relations entre eux.

Cette thèse est basée sur la réalisation d'une carte géologique du secteur à échelle 1:25.000 (présentée à échelle 1:50.000 pour en faciliter sa lecture) qui est la base du travail et l'élément de visualisation d'une partie des résultats. Les unités structurelles étudiées sont le dôme de la Rabassa, la partie la plus orientale du synclinal de Llavorsí et de l'anticlinal de la Massana, et un secteur du massif de la Pallaresa, au nord-est de l'Andorre. Toutes ces unités sont affectées par un métamorphisme régional de bas ou très bas degré. Le granitoïde d'Andorre - Mont Louis reste en dehors de la portée de l'étude.

Les roches les plus anciennes observées dans l'aire d'étude appartiennent à la Fm d'Alins et se trouvent situées au nord du port d'Envalira. Cette formation est limitée par des contacts mécaniques et sa puissance n'est pas connue. Stratigraphiquement, au-dessus se trouve la Fm de Jujols, qui forme le noyau du dôme de la Rabassa et de l'anticlinal de la Massana, et dont sa puissance n'a pas pu être non plus estimée. Ces deux formations sont azoïques dans ce secteur, mais à partir de datations avec des zircons détritiques, un âge maximal de sédimentation de 478 Ma de la partie supérieure de la Fm de Jujols a été calculé, ce qui indique que le toit de cette formation date de l'Ordovicien inférieur. D'autre part, des dacites ont été décrites dans la Fm de Jujols, ce qui dans un futur peut servir pour mieux délimiter l'âge de cette formation. Les roches de l'Ordovicien supérieur reposent de façon discordante sur celles du Cambro-ordovicien. La principale caractéristique de cette série est la diminution de sa puissance en direction nord, ainsi que la diminution de la granulométrie dans cette même direction. Ce travail présente diverses colonnes qui illustrent cette tendance, réalisées autant au niveau

du dôme de la Rabassa comme de l'anticlinal de la Massana. Des datations avec des zircons détritiques ont été réalisées avec un échantillon de la Fm quartzite de Bar, et un âge maximal de sédimentation de 443 Ma a été obtenu, ce qui indique que cette quartzite comprend une partie de la base du Silurien. La cartographie détaillée de la série de l'Ordovicien supérieur a été la clé pour l'étude de la structure du secteur. Au dessus des roches de l'Ordovicien supérieur et en continuité sédimentaire, se trouvent les ardoises ampélitiques du Silurien, dont la puissance n'est pas connue étant donné que leur caractère plastique facilite qu'elles agissent comme un niveau de détachement de diverses structures tectoniques. En dernier lieu, le Dévonien du secteur d'étude appartient au domaine de Sierra Negra, et les roches qui y affleurent correspondent à la Fm de Rueda, la Fm de Castanesa, la Fm de Manyanet et une partie de la Fm Cívís.

La datation de zircons détritiques a été réalisée à partir de méthodes radiométriques U-Pb de trois échantillons correspondants aux quartzites du toit de la Fm de Jujols, et d'un échantillon de la Fm quartzite de Bar. Les objectifs sont: 1) déterminer l'âge maximal de sédimentation de ces deux formations, et 2) déterminer la situation des Pyrénées au niveau du marge nord du continent de Gondwana pendant le Paléozoïque inférieur, à partir de la comparaison avec les populations d'âge d'autres terrains périgondwaniques dont la position est connue, et proposer des aires distributives de ces sédiments. Au total 540 analyses ont été réalisées, parmi lesquelles 101 ont été rejetées à cause de la discordance entre leurs âges, supérieure à 10 %. En ce qui concerne l'âge maximal de sédimentation, celui-ci a été déterminé avec l'outil *Isoplot* à 478 Ma pour le toit de la Fm de Jujols et à 443 Ma pour la quartzite de Bar. Ces âges impliquent une lacune maximale de 35 Ma entre l'âge des roches du Cambro-ordovicien et celles de l'Ordovicien supérieur, ce qui confirme la présence d'une discordance à la base de l'Ordovicien supérieur. D'autre part, à partir des âges obtenus dans les analyses réalisées, a été définie une série de populations d'âge de zircons, qui sont caractéristiques des échantillons d'Andorre. Ces populations sont, par ordre d'importance : 1) 550-750 Ma (Ediacarien - Cryogénien), 2) 850-1100 Ma (Grenvillien), 3) 1900-2100 Ma (Paléoprotérozoïque), 4) 2500-2650 Ma (Néoarchéen) et 5) 470-520 Ma (Ordovicien inférieur - Cambrien inférieur). Ces populations d'âges ont été comparées avec celles de la Sardaigne, Jordanie, Sicile et le Massif Ibérique grâce à différentes méthodes statistiques. Les résultats indiquent une grande affinité entre les populations d'âge d'Andorre et celles de la Sardaigne, ainsi comme avec un échantillon qui appartient à la Quartzite Armoricaïne. Ce fait suggère une situation paléogéographique très proche entre l'Andorre et la Sardaigne avant l'orogénèse hercynienne, ainsi qu'une position également relativement proche avec quelques parties de la Quartzite Armoricaïne. Les aires distributives qui alimenteraient la sédimentation des roches des Pyrénées pendant le Paléozoïque inférieur se trouveraient dans le continent de Gondwana, situé plus au sud selon les coordonnées actuelles, et la direction de transport serait de sud à nord. Ces aires distributives pourraient correspondre au Métacraton du Sahara, au bouclier d'Arabie et Nubie, et au système de super cône de Gondwana, qui transporterait des sédiments depuis les ceinturons d'Irumide et Mozambique, et depuis Madagascar. Dans ce contexte, l'Andorre se trouverait située quelque part au nord du Métacraton du Sahara, au sein de la zone d'influence du super cône de Gondwana et dans une position

distale, déplacée vers le nord par rapport au continent.

Le secteur d'étude se trouve au niveau de la zone axiale des Pyrénées et forme part du nappe de l'Orri. L'orogénèse alpine, qui amène à l'empilement antiforme de différentes lamines chevauchantes qui donnent la forme actuelle aux Pyrénées, ne produit pas une déformation suffisamment importante pour pouvoir effacer les caractéristiques des déformations antérieures. L'analyse structurale a permis de réaliser trois coupes géologiques compensées de direction nord-sud qui couvrent toute la zone d'étude. Ces coupes reflètent les différents épisodes de déformation qui ont été décrits dans ce travail, et qui peuvent se regrouper selon les épisodes antérieurs à la foliation principale, l'épisode de déformation principale et les épisodes postérieurs. Deux épisodes antérieurs à la foliation principale ont été décrits: le premier est caractérisé par la formation d'une foliation S_1 discontinue, pliée, associée à des plis à échelle hectométrique à kilométrique et qui affecte toute la série, étant donc d'âge hercynien; le deuxième se trouve localisé près de la ville d'Argolell, à la fermeture occidentale du dôme de la Rabassa, et a été identifié grâce aux figures d'interférence de plis qui s'observent dans cet affleurement. Les plis associés à cet épisode se trouvent pliés par l'épisode de déformation principale. Aucune évidence n'a été trouvée pour faire un lien temporel entre ces deux épisodes de déformation, et il n'est pas non plus possible de se prononcer sur le fait qu'il s'agisse du même épisode. La phase de déformation principale D_2 est caractérisée par la formation de plis, chevauchements et une foliation S_2 , tous déversés vers le sud et étant les structures de déformation principale dans toute l'aire d'étude. Cet épisode de déformation se développe en trois étapes : lors de la première se forment des chevauchements déversés vers le sud enracinés au Silurien et des plis associés dans les matériaux sous-jacents ; lors de la deuxième étape se forment les grands plis kilométriques qui affectent toute la série et qui sont les responsables de la forme cartographique actuelle des grandes unités et de la foliation principale dans ce secteur S_2 ; et finalement se forment les grands chevauchements qui coupent toutes les structures antérieures et qui seraient enracinés dans les matériaux du Cambro-ordovicien ou plus anciens. L'âge de cet épisode est également hercynien. Les épisodes postérieurs se limitent à la formation d'une foliation sub-verticale S_3 peu pénétrante et très discontinue; à la formation d'une famille de plis du type kink et à l'existence d'une famille de failles normales avec le sens de déplacement vers le N et NW qui sont synchroniques avec l'intrusion des granitoïdes tardihercyniens. La déformation alpine de la zone d'étude se limite à des mouvements de toute la lamine qui donnent lieu à la rotation et/ou basculement des structures précédentes, et à la réactivation de quelques failles et chevauchements hercyniens. Grâce à la restitution des coupes, il a été possible de calculer un raccourcissement maximal dans ce secteur d'environ 60 %, dont la plupart est dû aux déformations hercyniennes.

En dernier lieu, est discutée la relation de la moitié sud de l'Andorre avec d'autres secteurs des Pyrénées et avec les massifs hercyniens les plus proches, en accentuant sur les caractéristiques sédimentologiques, structurales et magmatiques de ces territoires, ainsi que sur l'analyse de provenance réalisée à partir de l'étude des zircons détritiques. Les Pyrénées présentent des similitudes avec les Cordillères Côtières Catalanes, les zones externes de la Sardaigne et la

Montagne Noire, ce qui indiquerait une paléoposition adjacente avant l'orogénèse hercynienne. Ces territoires formeraient la partie distale de la plateforme externe du marge nord de continent de Gondwana, dans une position un peu plus occidentale que la débouchure du système de drainage du bouclier d'Arabie - Nubie.

Índex general

	Pàgina
1. Introducció i objectius	1
1.1. Presentació	1
1.2. Objectius	2
1.3. L'entorn	2
1.3.1. Situació geogràfica	2
1.3.2. Situació geològica	4
1.4. Organització de la memòria	8
2. Treballs previs	9
2.1. Cartografies geològiques prèvies d'Andorra	9
2.2. L'estratigrafia dels materials paleozoics prehercinians	14
2.3. L'estructura dels materials paleozoics prehercinians	20
3. Cartografia geològica del sud d'Andorra	27
3.1. Metodologia	27
3.2. Unitats estructurals	28
3.2.1. El dom de la Rabassa	28
3.2.2. El sinclinal de Llavorsí	29
3.2.3. L'anticlinal de la Massana	29
3.2.4. El sector d'Envalira	30
4. Els materials	31
4.1. El Paleozoic inferior	31
4.1.1. El Grup de Canavelles	32
4.1.2. El Grup de Jújols	32
4.2. L'Ordovicià superior	35
4.2.1. Dom de la Rabassa	36
4.2.2. Anticlinal de la Massana	45
4.2.3. Sector d'Envalira	50
4.3. El Silurià	51
4.4. El Devonianà	52

4.4.1.	Formació de Rueda	55
4.4.2.	Formació de Castanesa	55
4.4.3.	Formació de Manyanet	55
4.4.4.	Formació de Civís	56
4.5.	Les roques ígnies	57
4.6.	El metamorfisme	60
4.7.	Conclusions	61
5.	Datació del Paleozoic inferior a partir de zircons detrítics	67
5.1.	Introducció i objectius	67
5.1.1.	Introducció als zircons detrítics	67
5.1.2.	El sistema U-Pb	68
5.1.3.	Objectius	69
5.2.	Mostreig i anàlisi	69
5.2.1.	Descripció de les mostres	69
5.2.2.	Obtenció dels zircons	69
5.2.3.	Mètodes d'anàlisi dels zircons	71
5.3.	Resultats i interpretació	72
5.3.1.	Resultats	72
5.3.2.	Interpretació	78
5.4.	Conclusions	89
6.	L'estructura del sud d'Andorra	91
6.1.	Introducció	91
6.2.	Talls geològics generals	92
6.2.1.	Metodologia	93
6.2.2.	Descripció dels talls geològics restituïts	100
6.2.3.	La restitució dels talls	105
6.3.	Descripció de les unitats estructurals	110
6.3.1.	El dom de la Rabassa	110
6.3.2.	El sinclinal de Llavorsí	111
6.3.3.	L'anticlinal de la Massana	114
6.3.4.	El sector d'Envalira	115
6.4.	L'evolució estructural del sud d'Andorra	119
6.4.1.	Estructures de deformació anteriors a la foliació principal.	123
6.4.2.	Fase de deformació principal D2	130
6.4.3.	Episodis de deformació posteriors	135
6.4.4.	La deformació alpina	139
6.5.	Conclusions	139

7. Discussió	143
7.1. Síntesi de la geologia del sud d'Andorra	143
7.2. Relació amb el nord oest i l'oest d'Andorra	146
7.3. Andorra dins el Pirineu central i oriental	148
7.4. Andorra i la serralada herciniana	151
7.5. Reconstrucció preherciniana del marge nord de Gondwana	154
8. Conclusions	157
Bibliografia	161
Annex	172
I. Annex 6: Dades U-Pb-Th dels zircons	173

Índex de figures

1.1. Esquema estructural dels Pirineus de Muñoz (1992b)	3
1.2. Talls geològics ECORS - Pirineus i ECORS - Arzacq	4
1.3. Talls geològics del vessant sud dels Pirineus	5
1.4. Esquema geològic dels materials hercinians d'Europa	6
1.5. Esquema geològic dels materials hercinians dels Pirineus	7
2.1. Mapa geològic d'Andorra de Solé Sabarís i Llopis Lladó (1947)	10
2.2. Detall del full 6 del <i>Geological Map of the Central Pyrenees</i> , de Zwart (1965) .	11
2.3. Detall del sector nord del full 10 del <i>Geological Map of the Central Pyrenees</i> , de Harteveldt (1970)	12
2.4. Distribució de la quarsita de Bar segons Harteveldt (1970)	17
2.5. Tall esquemàtic de les formacions del Cambroordovicià i l'Ordovicià superior .	18
2.6. Estratigrafia dels materials precaradoc de la zona axial pel Pirineu. (Laumonier, 2004)	21
3.1. Esquema de les unitats estructurals del sud d'Andorra	29
4.1. Aspecte de la Fm d'Alins a Soldeu	33
4.2. Quarsites de la Fm d'Alins a Soldeu	34
4.3. Aspecte de la Fm de Jújols a la carretera de la Moixella	34
4.4. Quarsites de la Fm de Jújols a la carretera de Pal	34
4.5. Quarsites de la Fm de Jújols a la carretera del port d'Envalira	35
4.6. Aspecte de la Fm de Jújols a l'anticlinal de la Massana	35
4.7. Detall del Cambroordovicià a l'anticlinal de la Massana	36
4.8. Columna estratigràfica de l'Ordovicià superior a la Moixella	37
4.9. Conglomerats de la Rabassa al dom de la Rabassa	38
4.10. Fm d'Estana prop d'Argolell	39
4.11. Aspecte de la Fm d'Ansovell	40
4.12. Ripples en la Fm quarsita de Bar	41
4.13. Contacte entre les Fm d'Estana i de la quarsita de Bar a Argolell	42
4.14. Fm conglomerats de la Rabassa	43
4.15. Detall dels còdols de la Fm de Jújols dins els conglomerats de la Rabassa . . .	43
4.16. Detall de la base de la Fm de Cava	44

4.17. Detall de la base de la Fm de Cava	44
4.18. Alternança de microconglomerats i fil·lites de la Fm Cava	45
4.19. Còdols tous en les fil·lites	45
4.20. Còdols tous dins les quarzites	46
4.21. Taula de correlació de les columnes realitzades a l'Ordovicià superior	47
4.22. Fm conglomerats de la Rabassa al port de Cabús	48
4.23. Aspecte de la Fm de Cava	49
4.24. Aspecte de la Fm d'Estana	50
4.25. Nivells discontinus de calcàries vermelles en la Fm d'Ansovell	50
4.26. Fm quarzita de Bar a l'estació d'esquí de Pal	51
4.27. Fm conglomerats de la Rabassa a Grau Roig	52
4.28. Aspecte de les pissarres del Silurià	53
4.29. Mineralitzacions en el Silurià	53
4.30. Restes fòssils a les calcàries del Lochkovia	54
4.31. Aspecte de diversos contactes mecànics al Silurià	54
4.32. Aspecte de la Fm de Rueda	56
4.33. Aspecte de la Fm de Castanesa	57
4.34. Aspecte de la Fm de Manyanet	57
4.35. Aspecte de la Fm de Civís	58
4.36. Columna sintètica de les roques sedimentàries de l'àrea d'estudi.	59
4.37. Làmines primes de dacites	60
4.38. Làmines primes de la mostra R1	61
4.39. Làmines primes de la mostra R7	62
4.40. Làmines primes de la mostra M2	63
4.41. Làmines primes de les granodiorites	63
4.42. Làmines primes de roques afectades per metamorfisme de contacte	64
4.43. Làmines primes de roques afectades per metamorfisme dinàmic	65
5.1. Aspecte en làmina prima de les quarzites del sostre de la Fm de Jújols a la carretera de la Moixella.	70
5.2. Aspecte en làmina prima de les quarzites de la Fm quarzita de Bar a la carretera de la Moixella.	70
5.3. Magnitud de diferents el·lipses d'incertesa per diferents edats.	71
5.4. Distribució de les poblacions d'edats dels zircons de les mostres RB-1, RB-2, RB-3 i RB-4.	73
5.5. Diagrames de probabilitat relativa i histogrames d'edat per a les mostres d'Andorra.	75
5.6. Diagrama de probabilitat acumulada per a les mostres d'Andorra.	76
5.7. Principals poblacions d'edat generades amb <i>AgePick</i>	77
5.8. Edat màxima de sedimentació per al Cambroordovicià i a l'Ordovicià superior.	78

5.9. Mapa geològic simplificat del nord de Gondwana durant el Cambroordovicià d'Avigad et al. (2012).	79
5.10. Diagrama de probabilitat acumulada de mostres d'Andorra, Sardenya i el NW d'Ibèria.	80
5.11. Test K-S realitzat amb mostres d'Andorra, Sardenya, Sicília, NW d'Ibèria i Jordània.	82
5.12. Gràfics de probabilitat acumulada per a les mostres d'Andorra, Sardenya, Jordània, Sicília, el NW d'Ibèria, la zona centre ibèrica i la Quarsita Armoricana.	83
5.13. Gràfic de probabilitat acumulada amb dades d'Andorra, Sardenya, Jordània, Sicília i la Quarsita Armoricana.	84
5.14. Gràfics de probabilitat relativa de les mostres de Sardenya, Jordània, Sicília i de la Quarsita Armoricana.	86
5.15. Reconstrucció de Gondwana occidental a l'Ordovicià inferior - mitjà.	90
6.1. Diagrama de flux de la metodologia emprada per construir els talls	93
6.2. Projectió de dades estructurals a partir del vector de projectió	94
6.3. Vectors de projectió de l'estratificació del tall A-A'	96
6.4. Vectors de projectió de l'estratificació del tall B-B'	96
6.5. Vector de projectió de l'estratificació del tall C-C'	97
6.6. Vector de projectió de la foliació S1	97
6.7. Vector de projectió de la foliació S2	97
6.8. Vector de projectió de la foliació S3	97
6.9. Mètode de restitució per desplaçament de blocs rígids.	98
6.10. Mètode de restitució per <i>flexural slip</i>	99
6.11. Tall A-A'.	101
6.12. Tall B-B'.	102
6.13. Tall C-C'.	103
6.14. Fotointerpretació de la carretera d'accés a Pal.	105
6.15. Fases de la restitució del tall A-A'	106
6.16. Fases de la restitució del tall B-B'	107
6.17. Fases de la restitució del tall C-C'	108
6.18. Mapa de detall del sector del dom de la Rabassa	110
6.19. Projectió estereogràfica de diverses mesures al dom de la Rabassa	112
6.20. Mapa de detall del sector del sinclinal de Llavorsí	113
6.21. Projectió estereogràfica de diverses mesures al sinclinal de Llavorsí	114
6.22. Làmines del sinclinal de Llavorsí al tall A-A'.	115
6.23. Làmines del sinclinal de Llavorsí al tall B-B'.	116
6.24. Fotointerpretació de la muntanya de Rocafort.	117
6.25. Fotointerpretació de la carretera de la Moixella.	117
6.26. Fotointerpretació del vessant de Canòlic.	118

6.27. Mapa de detall del sector de l'anticlinal de la Massana.	118
6.28. Tall geològic D-D' de l'anticlinal de la Massana, paral·lel al camí del canal de Ransol.	119
6.29. Projectió estereogràfica de diverses mesures a l'anticlinal de la Massana.	120
6.30. Mapa de detall del sector d'Envalira	121
6.31. Fotointerpretació dels contactes amb deformació milonítica a Grau Roig.	121
6.32. Bandes de deformació per cisalla a la carretera del Port d'Envalira.	122
6.33. Projectió estereogràfica de diverses mesures al sector d'Envalira	122
6.34. Projectió estereogràfica de les mesures d'estratificació	123
6.35. Projectió estereogràfica dels eixos dels plects	123
6.36. Aspecte de la foliació S_1 a la Moixella.	124
6.37. Projectió estereogràfica de la foliació S_1	124
6.38. Tall geològic E-E' del plec del port de Cabús	125
6.39. Restitució parcial del tall geològic del Port de Cabús.	125
6.40. Fotointerpretació del plec vergent a nord al port de Cabús.	126
6.41. Esquema de figures d'interferència de plects a Argolell.	127
6.42. Esquema de figures d'interferència de plects a Argolell.	128
6.43. Projectió estereogràfica de diverses mesures a Argolell.	129
6.44. Resultat de la simulació de dos sistemes de plects amb <i>FoldPlot</i>	129
6.45. Projectió estereogràfica de la foliació principal S_2	130
6.46. Esquema de la traça de la foliació S_2	131
6.47. Aspecte de camp de la foliació S_2	131
6.48. Relació entre les foliacions S_1 i S_2 a la Moixella.	132
6.49. Projectió estereogràfica de la lineació d'intersecció entre l'estratificació i la fo- liació S_2 i dels eixos dels plects de fase 2	132
6.50. Plects en les quarsites de la Fm de Jújols.	133
6.51. Plects paral·lels en la Fm quarsita de Bar.	133
6.52. Plects disharmònics en les quarsites de la Fm de Jújols.	134
6.53. Plects disharmònics en les quarsites de la Fm de Jújols.	134
6.54. Plects multicapa en la Fm de Jújols.	135
6.55. Tall esquemàtic i fotointerpretació de la Moixella.	136
6.56. Aspecte del vessant nord del riu de Civís	137
6.57. Projectió estereogràfica de les mesures de la foliació S_3	137
6.58. Projectió estereogràfica de les mesures de la foliació de pla axial dels plects kink i dels seus eixos.	138
6.59. Aspecte de les bandes de plects kink.	138
6.60. Contacte per falla entre el plutó de Sta. Coloma i la Fm de Civís.	139
7.1. Posició dels diversos massissos hercinians de l'oest d'Europa durant el Triàsic. Font: Carreras i Druguet (2014)	152
7.2. Posició del Pirineu en el marge nord de Gondwana durant el Paleozoic inferior	155

Introducció i objectius

1.1. Presentació	1
1.2. Objectius	2
1.3. L'entorn	2
1.3.1. Situació geogràfica	2
1.3.2. Situació geològica	4
1.4. Organització de la memòria	8

1.1. Presentació

Aquest treball neix amb la intenció de millorar la cartografia geològica existent al Principat d'Andorra, i en combinació amb el treball realitzat per Clariana (2015) per a la part nord oest del Principat, constitueixen la base per al primer mapa geològic d'Andorra a escala 1:25.000 que es pugui integrar amb la resta de cartografies modernes del Pirineu. D'entrada, aquest mapa representa una cartografia geològica totalment nova, a diferència d'altres treballs de síntesi de treballs anteriors que s'havien presentat en els últims anys. S'ha realitzat un treball de camp exhaustiu sobretot en els camps de la cartografia i l'estructura, per a poder aportar noves dades i una nova visió de l'estructura herciniana d'aquest sector del Pirineu. Una altra millora és l'escala de treball, d'entre 1:5.000 i 1:10.000, fet que permet integrar algunes estructures de detall en la cartografia. La cartografia final s'ha realitzat a escala 1:25.000, tot i que en aquesta tesi es presenta a escala 1:50.000 per a facilitar-ne la lectura. Per últim, en els casos que ha estat necessari, s'ha treballat amb escales encara més detallades, d'1:1.000 a 1:500 amb estructures que no poden ser representades en la cartografia però que han ajudat a entendre l'estructura general.

1.2. Objectius

Els objectius principals d'aquest treball a partir dels quals es vol contribuir a una millora en el coneixement de la geologia regional d'Andorra són els següents:

1. Millorar el coneixement de l'estratigrafia d'aquest sector del Pirineu.
2. Realitzar diversos talls geològics generals que permetin explicar l'estructura del sud d'Andorra.
3. Proposar una evolució estructural del sector que sigui viable i compatible amb les observacions de camp.
4. Comparar la zona estudiada amb les zones veïnes i establir les relacions tant estratigràfiques com estructurals entre elles.
5. Finalment, realitzar una cartografia geològica a escala 1:25.000 que tingui en compte totes les aportacions esmentades anteriorment.

Per a assolir aquests objectius generals, s'ha treballat en uns objectius més concrets i específics que són els següents:

A nivell d'estratigrafia:

1. Realitzar columnes estratigràfiques en diferents afloraments de l'Ordovicià superior que permetin comparar aquesta sèrie estratigràfica en diferents punts del territori.
2. Datar les quarzites del sostre del Cambroordovicià i de l'Ordovicià superior a partir de zircons detrítics amb el doble objectiu de verificar-ne l'edat màxima de sedimentació i de determinar l'àrea font que permeti conèixer la situació del Pirineu al marge nord de Gondwana.
3. Determinar el grau de metamorfisme regional o de contacte.

A nivell d'estructura:

1. Definir els tipus de deformació presents a la zona d'estudi: fases de plegament, desenvolupament de foliacions, episodis de distensió...
2. Establir una cronologia de les deformacions.
3. En els casos que sigui possible, determinar l'edat de les deformacions.

1.3. L'entorn

1.3.1. Situació geogràfica

Andorra és un estat situat als Pirineus, a cavall entre França i Espanya, amb una extensió d'uns 470 km². L'altitud mitjana del territori és de 1893 metres, amb altituds compreses

1.3. L'entorn

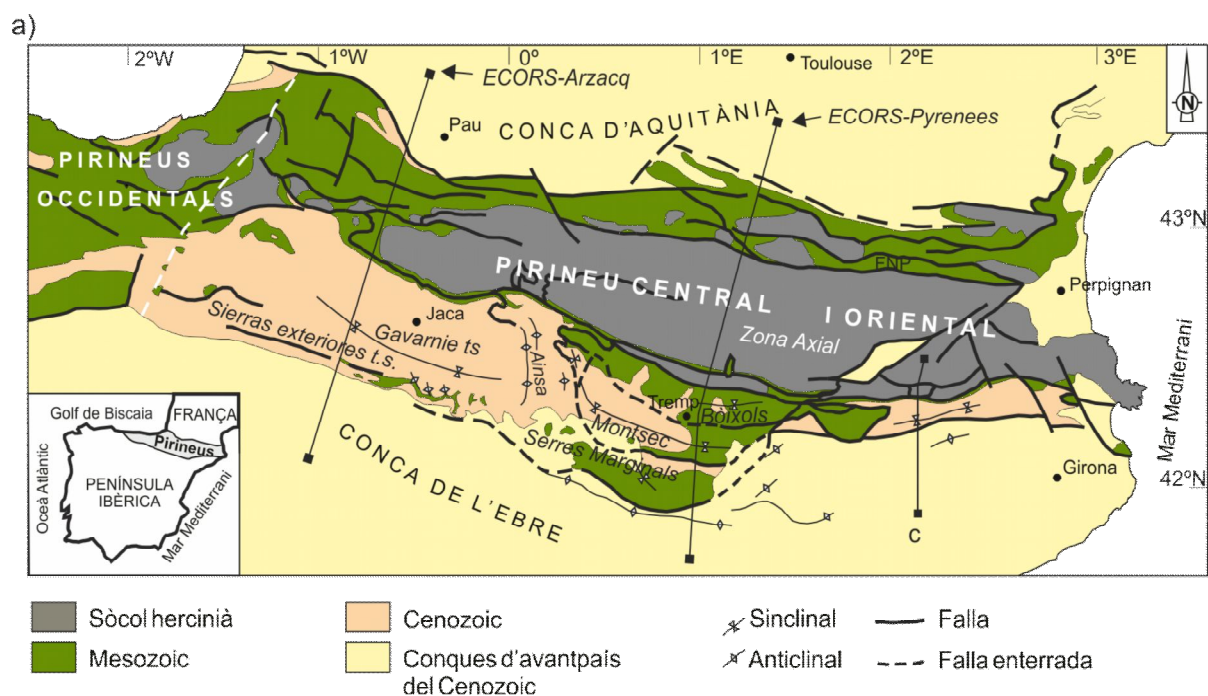


Figura 1.1: Esquema estructural dels Pirineus amb les unitats estructurals principals. Font: Muñoz (1992b)

entre 830 i 2942 metres, i hi ha 65 cims de més de 2500 metres d'altitud. Al país hi ha dues grans valls, la de la Valira del Nord, a l'oest, i la de la Valira d'Orient a l'est, que conflueixen a l'alçada d'Andorra la Vella per formar el riu de la Valira, que desemboca al Segre a l'alçada de la Seu d'Urgell, ja a Catalunya. A causa de l'alçada, gran part del territori queda cobert de neu esporàdicament durant l'hivern, i les parts més altes estan innivades uns 5 mesos l'any de mitjana. Un altre factor a tenir en compte és la gran quantitat d'edificacions i infraestructures existents, que es fa palès amb l'elevada densitat de població per ser un país de muntanya, amb 150 habitants per quilòmetre quadrat l'any 2014 (Dades del Govern d'Andorra) (Al Pallars Sobirà, per exemple, és de 5,2 hab/km²; o a la Vall d'Aran de 15,8 hab/km², segons dades de l'Idescat del 2014).

Aquesta tesi se centra geogràficament al sud d'Andorra. L'àrea d'estudi és d'uns 210 km² i queda limitada tant per la frontera amb Espanya (excepte en algun cas concret, com és l'estudi estructural dels afloraments d'Argolell, a la comarca de l'Alt Urgell, Catalunya), com amb la francesa. Al nord, el límit se situa en la línia imaginària que uneix el Port de Cabús, Pal, el coll d'Ordino i Canillo, i també inclou l'àrea compresa a l'est entre els Cortals d'Encamp i Soldeu. El plutó d'Andorra Montlluís queda fora de l'àmbit d'estudi de la tesi.

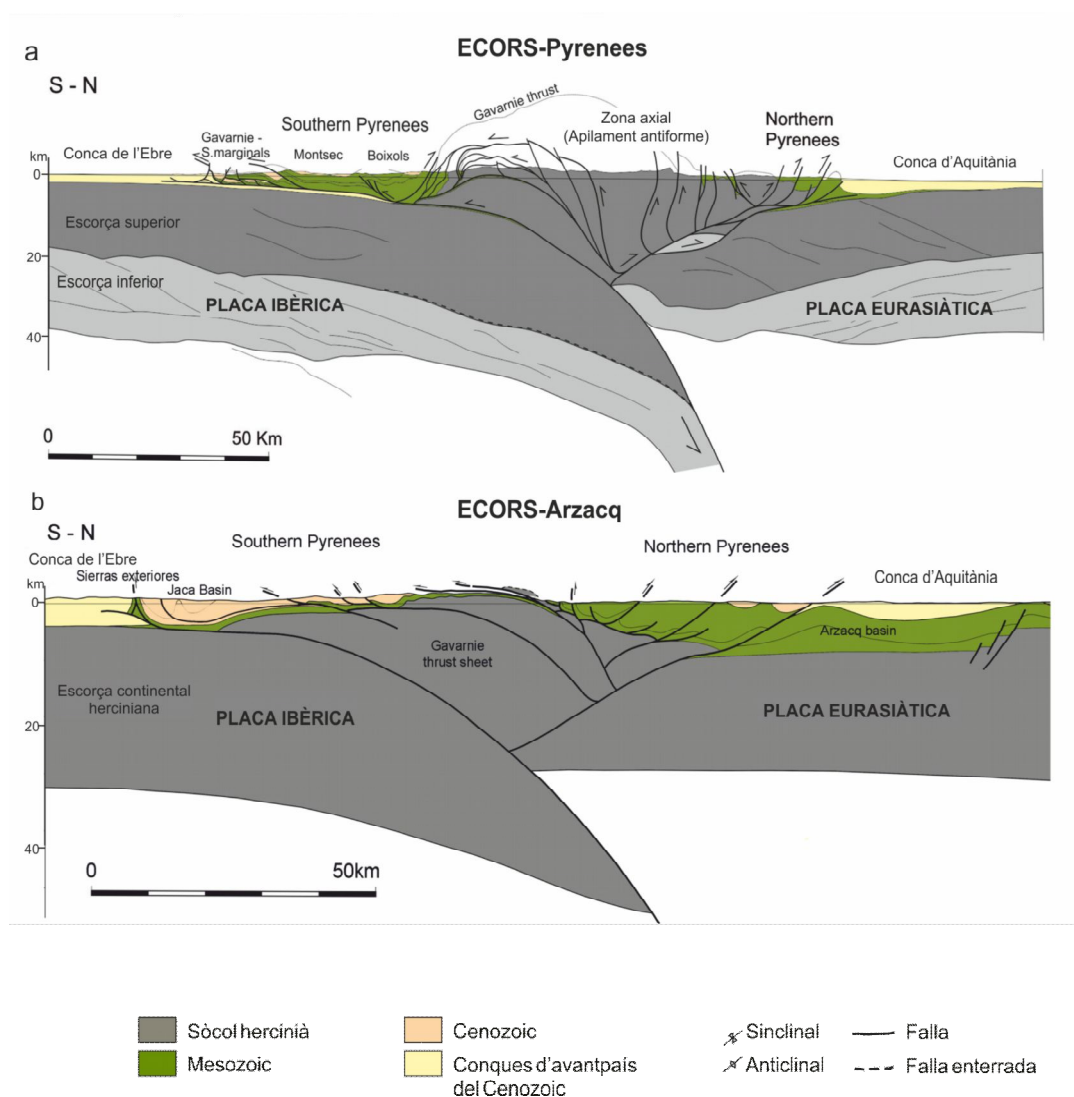


Figura 1.2: a: Tall geològic a escala cortical dels Pirineus segons el perfil ECORS - Pirineos. Font: Muñoz (1992b). b: Tall geològic a escala cortical dels Pirineus segons el perfil ECORS - Arzacq. Font: Teixell (1998). Per la localització dels talls, veure la figura 1.1.

1.3.2. Situació geològica

La serralada dels Pirineus és una serralada de direcció E-W, de doble vergència, formada durant l'orogènia alpina, que va des de les costes del nord de Galícia fins a la Provença, amb una longitud d'uns 1300 km (Poblet, 1991; Muñoz, 1992a; Teixell, 2000) (Fig. 1.1). La serralada pirinenca es va originar com a conseqüència de l'orogènia alpina (Cretaci superior (Campània) - Miocè inferior), a causa de la col·lisió entre les plaques Ibèrica i Eurasiàtica, fet que va provocar una subducció continental (Muñoz (1992b), fig.1.2 a) o una indentació tectònica a nivell d'escorça inferior (Teixell (1998), fig.1.2 b) de la placa Ibèrica per sota de l'Eurasiàtica (Barnolas i Pujalte, 2004). Aquest escurçament a nivells inferiors de l'escorça es va acomodar

1.3. L'entorn

a l'escorça superior gràcies a un apilament antiformal de mantells encavalcants. La culminació d'aquest antiforme es correspon amb el que tradicionalment s'ha anomenat zona axial del Pirineu, formada per les roques del basament hercinià dels mantells encavalcants inferiors. El límit nord d'aquest antiforme ve marcat per la falla nord pirinenca, una falla subvertical que separa els dominis amb vergència nord (mantells nord pirinencs, al nord de la falla) dels dominis amb vergència sud (mantells inferiors i mantells superiors sud pirinencs). Els mantells nord pirinencs i els mantells superiors sud pirinencs són sistemes d'encavalcaments imbricats amb vergència nord i sud, respectivament, que involucren material del sòcol i de la cobertura (Figs 1.1, 1.2 i 1.3).

Tot i que la forma actual de la serralada és deguda al cicle alpí, els materials del sòcol han sofert cicles de deformació anteriors. L'orogènia alpina no va provocar processos plutònics ni metamòrfics, i la deformació no va ser prou important com per esborrar les característiques de les deformacions pre alpines (Muñoz, 1992a).

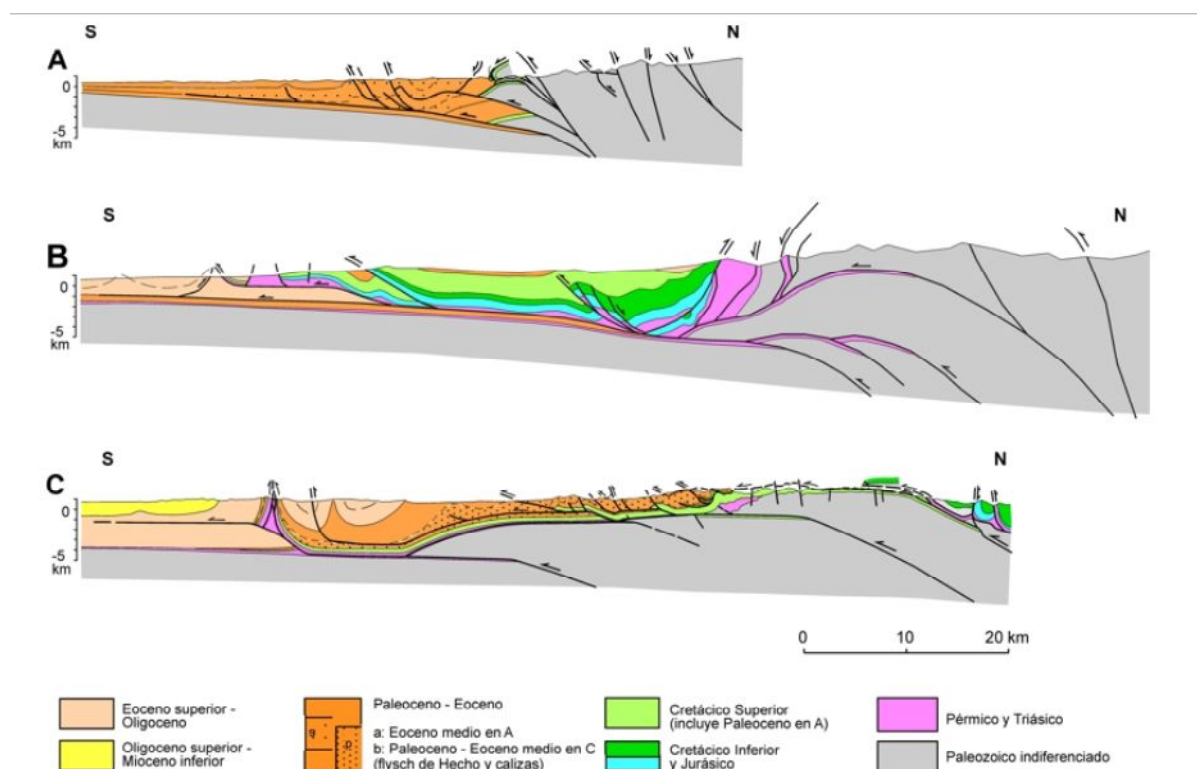


Figura 1.3: Talls geològics del vessant sud dels Pirineus. A: Tall del Pirineu oriental per les valls del Ter - Freser (Barnolas i Pujalte, 2004) sintetitzat de Muñoz (1992a); Vergés (1993) i Capote et al. (2002). B: Tall del Pirineu central per la vall del Noguera Pallaresa (sector de Tremp - Graus) de Muñoz (1992b) modificat segons Vergés (1993). C: Tall del Pirineu central pel sector de Jaca - Pamplona (simplificat de Teixell (1996)). Veure fig. 1.1 per la localització dels talls (A equivalent a l'ECORS-Arzacq, B equivalent a l'ECORS - Pyrenees). Font: Barnolas i Pujalte (2004).

La zona axial del Pirineu està formada essencialment per roques neoproterozoiques i paleozoiques (García-Sansegundo, 1992). Aquestes roques es troben deformades per una tectònica

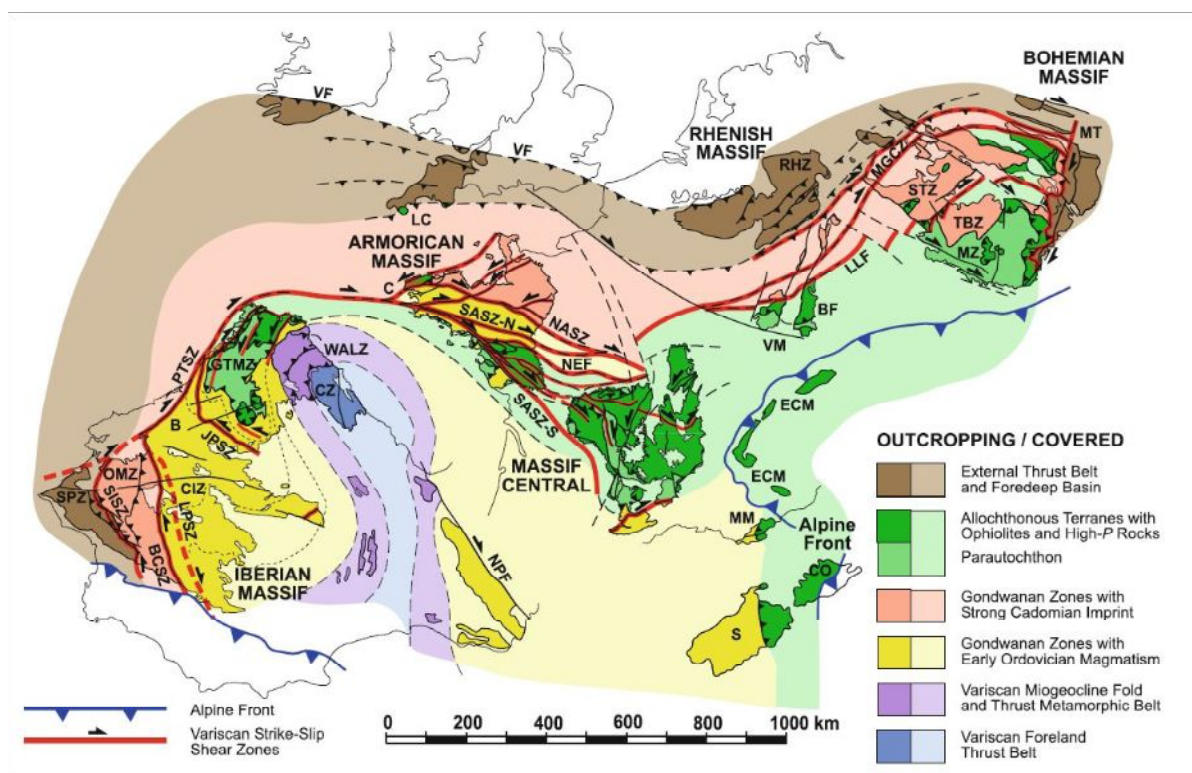


Figura 1.4: Afloraments dels fragments de la serralada herciniana a Europa. Font: Martínez Catalán (2012). Abreujaments: B: Buçaco, BCSZ: Zona de cisalla de Badajoz - Córdoba, BF: Selva Negra, C: Crozon, CIZ: Zona centre ibèrica, CO: Còrsega, CZ: Zona cantàbrica, ECM: Massissos cristal·lins externs dels Alps, GTMZ: Zona de Galicia-Trás-Os-Montes, JPSZ: Zona de cisalla de Juzbado-Penalva, LC: Lizard Complex, LLF: Falla de Layale - Lubine, LPSZ: Zona de cisalla de Los Pedroches, MGCZ: Zona cristal·lina centre alemanya, MM: Massís de Maures, MT: Encavalcament moldanubià, MZ: Zona moldanubiana, NASZ: Zona de cisalla nord armoricana, NEF: Falla de Nort-sur-Edre, NPF: Falla nord pirinenca, OMZ: Zona d'Ossa Morena, PTSZ: Zona de cisalla de Porto-Tomar, RHZ: Zona Rheno herciniana, S: Sardenya, SASZ: Zona de cisalla sud armoricana (N i S: branques nord i sud), SISZ: Zona de cisalla sud ibèrica, SPZ: Zona sud portuguesa, STZ: Zona saxo turingiana, TBZ: Zona Teplá barrandiana, VF: Front varisc, VM: Massís de Vosges, WALZ: Zona asturoccidental lleonesa.

de plects i encavalcaments fruit de la superposició de dues orogènies: l'alpina (Cretaci superior - Miocè inferior) i l'herciniana (Carbonífer), sense descartar deformacions anteriors (Santanach, 1972b; Casas i Fernández, 2007; Casas, 2010); tot i que la major part de plects i foliacions observables a la zona axial del Pirineu són d'origen hercinià. Aquests factors, juntament amb l'existència d'un metamorfisme regional d'intensitat variable, dona una complexitat important a l'estructura de la zona axial.

La serralada herciniana es va formar com a conseqüència de la col·lisió entre els continents de Gondwana i Laurússia al final del Paleozoic. Actualment es troben fragments d'aquesta gran serralada en diversos massissos a Amèrica del Nord i a Europa, entre ells als Pirineus, al Massís Ibèric, al Massís Central Francès, Còrsega, Sardenya i als Alps, entre d'altres (Fig.1.4). Durant

aquesta orogènia, a diferència de l'alpina, es va generar un volum important de granitoides que van intruir la sèrie preherciniana, i les roques existents van patir metamorfisme de diverses intensitats segons la zona. La part europea d'aquest orògen s'extén des de la Península Ibèrica fins al nord de Bohèmia, amb una longitud de 3000 km i una amplada d'entre 700 i 900 km (Pérez-Estaún et al., 2004). Al Massís Ibèric s'han distingit sis zones (Lotze, 1945; Matte, 1968; Pérez-Estaún et al., 2004) que dibuixen un arc amb el nucli a la zona Cantàbrica i que segueix cap al Massís Armoricà, l'arc Ibero - Armoricà. Al Massís Ibèric es diferencien clarament una zona externa de la serralada herciniana (Zona Cantàbrica) i una zona interna (WALZ, zona centre ibèrica, zona de Galicia-Trás-Os-Montes, zona d'Ossa Morena i zona sud portuguesa)(Fig. 1.4). Actualment diversos autors (García-Sansegundo et al., 2011; Clariana, 2015) treballen per determinar quins sectors del Pirineu enllacen amb les zones internes i externes de la serralada herciniana.

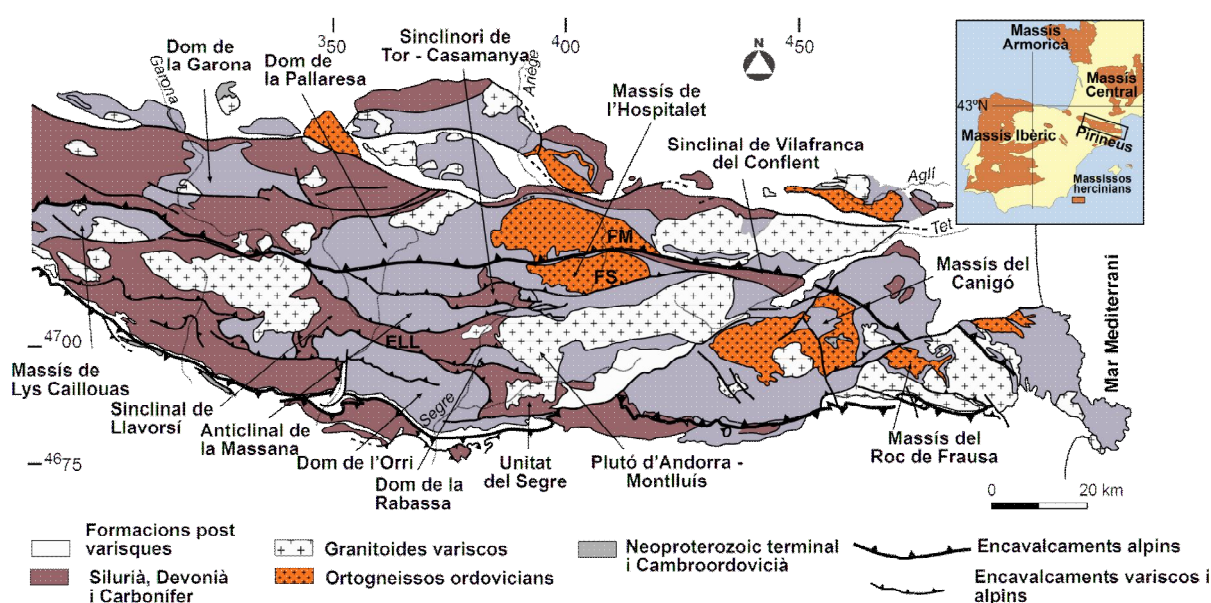


Figura 1.5: Esquema geològic dels materials hercinians dels Pirineus amb les principals estructures. Font: Casas i Fernández (2007).

L'estructura alpina del Pirineu ve determinada per un apilament antiformal d'encavalcaments alpins amb vergència cap al sud, mentre que el conjunt de la zona axial presenta una immersió cap a l'oest, on queda amagada sota la coberta mesozoica (Teixell, 1996) (Figures 1.2 i 1.3). Els materials prehercinians hi afloren en forma de domos allargats de direcció aproximada oest-est, amb nuclis antiformal on hi afloren gneissos que deriven de roques magmàtiques ordovicianes (Cocherie et al., 2005; Castiñeiras et al., 2008; Mezger, 2010; Casas et al., 2010; Liesa et al., 2011) i materials presilurians. Tots aquests materials poden estar afectats per metamorfisme regional de baixa pressió i alta temperatura (Gil-Peña et al., 2004). Els materials silurians i devonians afloren en sinclinalis allargats al voltant d'aquests antiformal. Per últim, hi ha diversos granitoides d'edat varisca que intrueixen els materials anteriors.

A la figura 1.5 queden resumides les principals unitats estructurals del Pirineu. Andorra es troba situada a la zona axial del Pirineu, al sud de la falla nordpirinenca. El seu territori engloba, de sud a nord, les següents unitats estructurals hercinianes: Dom de la Rabassa, sinclinal de Llavorsí, plutó d'Andorra - Montlluís, dom de la Pallaresa, sinclinal de Tor - Casamanya i massís de l'Hospitalet.

1.4. Organització de la memòria

La memòria d'aquesta tesi està organitzada en set capítols. Després d'una introducció i el plantejament d'objectius, en el capítol 2 es fa un repàs exhaustiu dels treballs previs realitzats a la zona d'estudi. Aquest capítol està dividit en tres apartats: cartografies geològiques prèvies, estratigrafia dels materials paleozoics prehercinians i estructura dels materials paleozoics prehercinians. En el capítol 3, es presenta la cartografia geològica a escala 1:50.000 realitzada en el marc d'aquesta tesi. La cartografia en format paper es troba a l'annex 1. En els capítols 4 i 6, els materials i l'estructura respectivament, es presenten els resultats de l'anàlisi estratigràfica i estructural de la zona estudiada, i inclouen les conclusions parcials de les respectives anàlisis. El capítol 5 està dedicat a les datacions realitzades amb zircons detrítics en les quarzites presilurianes i les seves implicacions paleogeogràfiques. El capítol 7 està dedicat a la discussió, en què s'exposa una síntesi de la formació i la deformació de les roques estudiades i es discuteix la seva relació amb els massissos hercinians més propers. Les conclusions globals d'aquesta tesi es recullen a l'última part d'aquest document (capítol 8).

Aquest treball s'acompanya de 7 annexos referenciats al text que es troben al final del document. L'annex 1 és la cartografia geològica de l'àrea d'estudi a escala 1:50.000; els annexos 2, 3 i 4 són els talls geològics A-A', B-B' i C-C' respectivament; l'annex 5 és un tall sintètic de direcció N-S que va des de la frontera entre Andorra i França fins a la base del Cadí; l'annex 6 conté els resultats de les anàlisis U-Pb-Th dels zircons detrítics; i l'annex 7 conté fotografies d'algunes de les làmines primes realitzades. Els annexos 1, 2, 3, 4 i 5 es troben en un sobre a la coberta posterior, l'annex 6 es troba adjunt al final d'aquesta memòria i l'annex 7 es troba en un CD al final del document.

Capítol 2

Treballs previs

2.1. Cartografies geològiques prèvies d'Andorra	9
2.2. L'estratigrafia dels materials paleozoics prehercinians	14
2.3. L'estructura dels materials paleozoics prehercinians	20

2.1. Cartografies geològiques prèvies d'Andorra

Diversos autors han treballat a la zona axial del Pirineu en el passat. La majoria han realitzat cartografies geològiques que inclouen el territori andorrà o part d'aquest. A continuació es farà un resum dels treballs més importants.

La primera cartografia d'Andorra la van realitzar Lluís Solé Sabarís i Noel Llopis Lladó i data de l'any 1947. El mapa, que es mostra a la figura 2.1, diferencia 6 grans grups de roques en funció de la seva edat i metamorfisme.

D'entrada, descriuen gneissos a gairebé tota la franja més septentrional del Principat, des del port del Rat a l'est fins a la Portella de Siscaró a l'oest. La franja que trobem just al sud, fins a l'alçada de Ransol, Soldeu i la Cortinada, correspon a cornianes, pissarres noduloses i esquists metamorfitzats durant el Silurià inferior. També descriuen roques d'aquest tipus al pic d'Enclar i a la franja oest del dom de la Rabassa. Dins l'Ordovicià descriuen els conglomerats del Caradoc, corresponents als conglomerats de la Rabassa, pissarres argiloses de l'Ashgil·lià i finalment calcosquists a sostre. Aquests materials es troben representats a bona part del dom de la Rabassa, a l'anticlinal de la Massana i a la banda oest del Principat, entre Soldeu i el Coll Blanc. Les pissarres ampelítiques i calcàries carbonoses del Silurià es troben formant franges de direcció est-oest entre les grans unitats, i posen en contacte materials de diferents edats. El Devonian inclou calcàries (algunes amb crinoïdeus), calcosquists, pissarres i dolomies, i es troben en diversos indrets com el Pic de la Rabassa, l'oest de Sant Julià, els Cortals d'Encamp i una franja àmplia que inclou Arinsal, La Cortinada, Ordino i el pic del Casamanya. Per últim, els granits ocupen les valls de Perafita i Madriu, el circ dels Pessons, i tot el territori que es



Figura 2.1: Mapa geològic d'Andorra 1:50.000 de Solé Sabarís i Llopis Lladó (1947).

troba entremig; i s'estenen més enllà de la frontera andorrana. En definitiva, en aquest mapa es comencen a intuir les grans estructures en les que es basaran els mapes moderns, amb algunes peculiaritats. Entre d'altres, crida l'atenció que la població de Llorts i el seu voltant es troben sobre pissarres noduloses anteriors al Silurià; el dom de la Rabassa està format per roques pre ordovicianes a l'est, ordovicianes a l'oest i devonianes al sud; o bé tota la franja de gneissos al nord d'Andorra, que ens mapes actuals queden reduïts a petits reductes entre el Pic de Rialb i el del Port de Siguer; a la capçalera de la vall de Ransol i al voltant de l'estany de Cabana Sorda. A nivell d'estructura, s'hi observen diversos encavalcaments de direcció aproximada est-oest i amb transport de material divers: a la part sud del mapa la direcció és cap a sud, i a la part nord va cap a nord. A més, aquests encavalcaments poden ser tan additius com subtractius. Per exemple, un dels grans encavalcaments, que va des de la Cortinada a l'est fins més enllà del

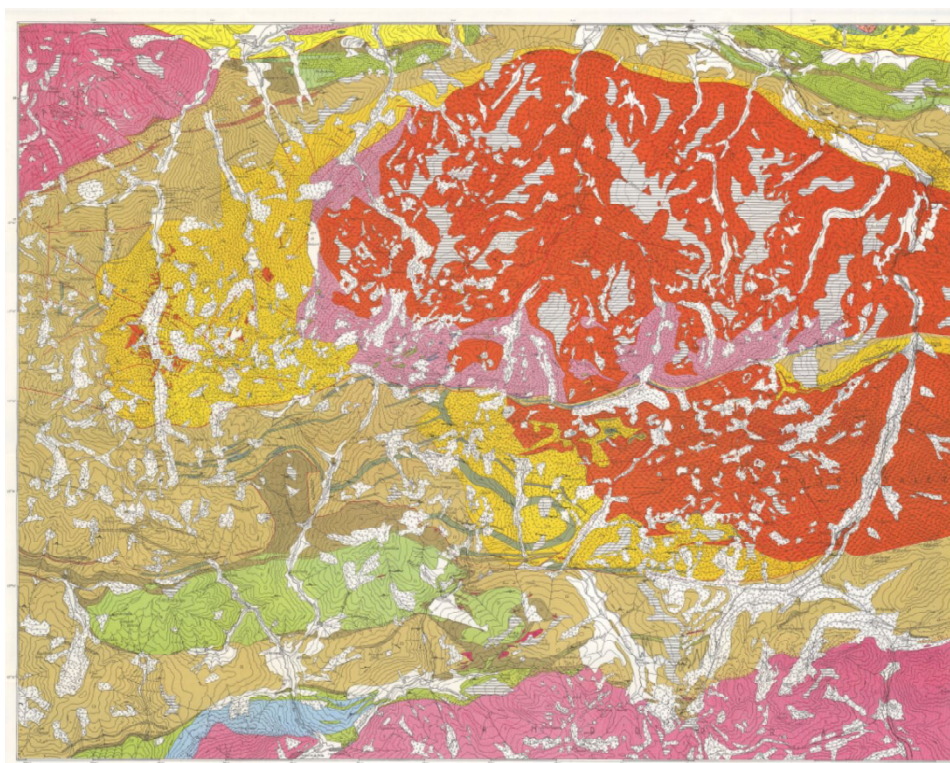


Figura 2.2: Detall del full 6 del *Geological Map of the Central Pyrenees*, de Zwart (1965)

Port Dret a l'oest, mobilitza materials de l'Ordovicià, Silurià i Devonian a damunt de materials pre Silurians, més al nord. O al nord d'Andorra, un encavalcament posa materials del Devonian per damunt de materials pre Silurians i Ordovicians, que es troben més al sud.

Aquest va ser el primer mapa geològic que es va realitzar a Andorra i que va servir de base per als treballs que vindrien després. Algunes de les aportacions més importants d'aquesta mapa són la diferenciació de les unitats estratigràfiques, la cartografia dels granits i els contactes mecànics entre algunes de les unitats estructurals.

Posteriorment, durant la dècada dels anys 60 i 70, l'escola holandesa de Leiden va cartografiar part del Pirineu central a escala 1:50.000, des de la zona de Bagnères de Luchon a l'oest, fins a Andorra, en el projecte anomenat *Geological Map of the Paleozoic of the Central Pyrenees* (Zandvliet, 1960; De Sitter i Zwart, 1962; Mey, 1967; Harteveldt, 1970; Zwart i De Sitter, 1979, entre d'altres). Per primera vegada es feia una cartografia sistemàtica de la zona axial del Pirineu central, amb l'edició de 10 mapes 1:50.000 sota la direcció de L.U Sitter i H.J. Zwart. Els mapes van anar acompanyats de memòries exhaustives on es diferencien i descriuen per primera vegada algunes de les formacions de l'Ordovicià i el Devonian. També per primera vegada es van fer talls geològics sintètics que presenten una interpretació general de l'estructura del sector. Andorra queda dividida en dos d'aquests mapes: d'Andorra la Vella cap al nord en el full 6 (Zwart, 1965) (Fig. 2.2) i d'Encamp al sud en el full 10 (Harteveldt, 1970) (Fig. 2.3).

El mapa realitzat per Zwart a la meitat nord del Principat inclou el sinclinal de Llavorsí i

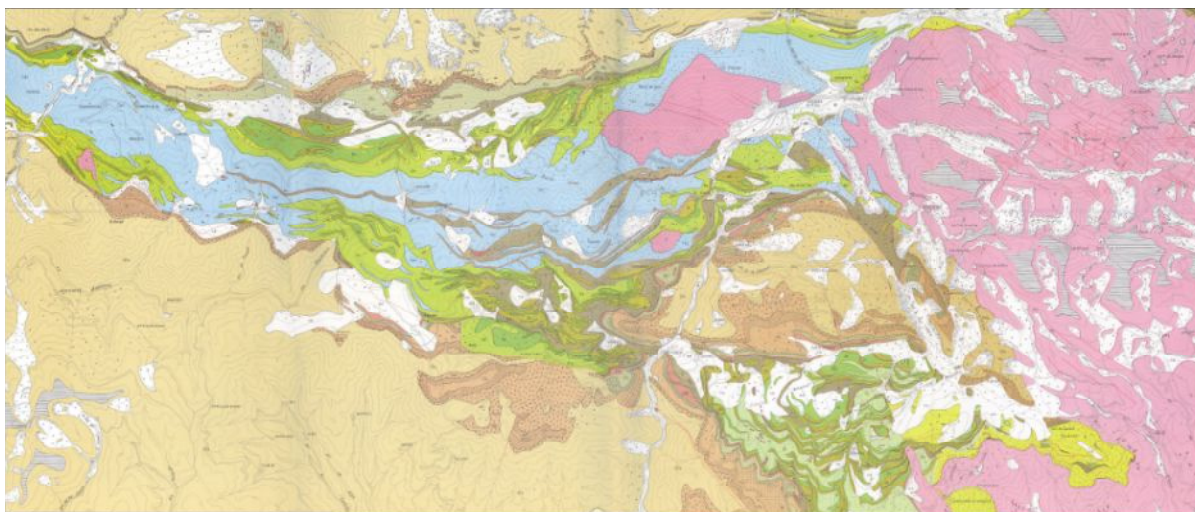


Figura 2.3: Detall del sector nord del full 10 del *Geological Map of the Central Pyrenees*, de Hartevelt (1970)

l'anticlinal de la Massana. Aquest anticlinal té un nucli format per roques del Cambroordovicià (fil·lites gris fosc blavoses) i està en contacte amb les estructures a sud (sinclinal de Llavorsí) i nord (sinclinal de Tor) per franges de Silurià. En el sinclinal de Tor es poden distingir dues parts: a sud, al voltant de les poblacions d'Erts, Ordino i la Cortinada hi afloren calcàries indiferenciades del Devonià, i al nord, al voltant de Llorts, hi afloren pissarres carbonàtiques del Silurià descrivint una forma cartogràfica de bolet, a diferència del mapa de Solé Sabarís i Llopis Lladó (1947), en què aquesta formació no estava diferenciada de les roques del voltant. Aquesta és la primera vegada que es cartografia l'anomenat "bolet de Llorts", que serà motiu d'estudi de diversos autors a causa de la seva forma i la relació amb les roques adjacents. En el Cambroordovicià del nord d'Andorra hi defineixen i cartografien la formació de Ransol, formada per calcàries i marbres a la base, pissarres ferruginoses i quarzites clares al sostre. Al límit nord del Principat hi diferencien dos tipus de gneissos diferents: al sector del Port de Siguer gneissos amb sil·limanita; i a la capçalera de la vall d'Incles gneissos ocellars amb biotita-moscovita. En el mapa de Hartevelt (1970), que abasta la part sud del Principat, s'hi observen el dom de la Rabassa i part de l'anticlinal de la Massana, separats per la part més oriental del sinclinal de Llavorsí. El dom de la Rabassa té un nucli format per materials cambroordovicians pertanyents a la Fm Seo, i per damunt s'hi desenvolupa la sèrie completa de l'Ordovicià superior, amb les formacions conglomerats de la Rabassa, Formació de Cavà (actualment Cava), Formació d'Estana, Formació d'Ansobell (actualment Ansovell) i la Formació Quarsita de Bar (nombrada per Spjeldnaes). Al marge sud de l'anticlinal de la Massana es pot apreciar que la sèrie de l'Ordovicià superior és molt menys potent, les Fm Conglomerats de la Rabassa, Cava i Estana apareixen només localment, la Fm Ansovell pren més importància i la Fm Quarsita de Bar hi és absent. Pel que fa al sinclinal de Llavorsí ja hi ha diferenciades les formacions del Devonià: Fm Rueda i Fm Basibé, atribuïdes al Devonià inferior; Fm Mañanet Griotte,

atribuïda al Devonian mitjà i superior, i la Fm Civís, atribuïda al Carbonífer inferior. En aquests mapes ja s'observen contactes mecànics entre el Silurià i les sèries supra i infrajacentes, aquests contactes van ser cartografiats com a falles normals o discordances, però no van ser resolts estructuralment.

Les principals aportacions d'aquestes cartografies són la divisió de cada període geològic en diferents grups litològics (Zwart, 1965) i fins i tot en la definició de formacions dins aquestes edats (Harteveldt, 1970); una aproximació més exacta i acurada a l'hora d'assignar edats a les diferents formacions, l'establiment de les unitats estructurals amb que treballem actualment (dom de la Rabassa, anticlinal de la Massana...) i finalment la zonació metamòrfica que es va fer en la zona d'estudi. Cal destacar la precisió d'aquests mapes tenint en compte la tecnologia existent a l'època. De fet, aquests han estat els mapes en què s'han basat la majoria de cartografies posteriors.

L'any 1968 Zwart i Harteveldt van realitzar un mapa d'Andorra 1:50.000 a partir de les cartografies descrites anteriorment, sense canvis significatius respecte aquestes.

L'any 1990 el BRGM (*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*) editava la el full de Fontargente (1093) de la *Carte géologique de la France* (1:50.000) (Besson, 1991). Aquest full inclou gairebé exclusivament territori andorrà. Es tracta d'un mapa realitzat essencialment a partir de les cartografies prèvies de Zwart (1965); Harteveldt (1970), i no aporta grans canvis a nivell de cartografia, només algunes modificacions en les zones frontereres amb França.

Les formacions més antigues d'Andorra són els gneissos migmatítics del port de Siguer, d'edat desconeguda però atribuïts al Precambrià superior. Aquests gneissos estan coberts pels gneissos ocellars del massís de l'Hospitalet - Mil-Menut, al sud de la falla de Mérens, que s'interpreten com a antics granits. A sobre hi trobem sovint capes de gneissos blancs. Damunt d'aquest sòcol hi trobem les sèries paleozoiques, que van des del Cambrià fins al Devonian (la Fm Civís ja no es considera pertanyent al Carbonífer).

El maig del 2002 el CRECIT (Centre de Recerca en Ciències de la Terra) editava el primer mapa geològic d'Andorra 1:50.000 en format digital. Es tracta també d'un mapa de síntesi de les cartografies preexistents de Zwart (1965); Harteveldt (1970) i Besson (1991), i incorpora informació dels treballs realitzats per Van den Eeckhout (1986) i Alías (1999). A nivell cartogràfic no presenta variacions importants respecte al mapa de Besson.

L'any 2004 P. Clariana publica la primera part de la cartografia digital 1:25.000 del nord oest d'Andorra (Clariana, 2004c). Amb aquest treball, comença el projecte de mapa geològic digital 1:25.000 d'Andorra per part de l'antic CRECIT (actualment CENMA) de l'Institut d'Estudis Andorrans (Clariana, 2004a, 2005, 2004b, 2006, 2007, 2008a). L'any 2008 es presenta la última part d'aquesta cartografia del sector nord oest d'Andorra (Clariana, 2008a), del qual la present tesi n'és la continuació per a la resta del Principat. El treball de Clariana (2015) aporta grans novetats a nivell cartogràfic. D'entrada, l'escala del mapa permet un nivell de detall en la cartografia que fins ara no s'havia aconseguit. Les noves eines de treball, així com l'existència d'una base cartogràfica digital amb una bona resolució, permeten un treball de molta més precisió que les últimes cartografies realitzades al sector.

2.2. L'estratigrafia dels materials paleozoics prehercinians

Pel que fa a l'estratigrafia de les roques del Principat d'Andorra, els diversos treballs presentats també han anat definint i situant dins l'escala dels temps geològics les diferents litologies que hi afloren. Des de la separació en períodes del mapa de Solé Sabarís i Llopis Lladó (1947) fins a la datació dels devonians amb conodonts (Clariana, 2015) o l'establiment de l'edat màxima de sedimentació del Cambroordovicià amb zircons detrítics, l'evolució del coneixement de les unitats litostratigràfiques també queda reflectida en aquests treballs.

Abans de l'arribada de l'escola holandesa de Leiden, a la dècada dels 60, es van fer diversos estudis sobre l'estratigrafia del Paleozoic dels Pirineus en general, i d'Andorra o els seus voltants en particular (Dalloni, 1910; Boissevain, 1934; Llopis Lladó, 1934; Solé i Llopis Lladó, 1946; Destombes, 1950; Cavet, 1951, 1957, 1958; Llopis Lladó, 1965; Mirouse, 1966; Oliver, 1967; Llopis Lladó, 1969, 1970). Entre tots aquests, cal destacar els treballs de Cavet (1957); Llopis Lladó (1965).

Dalloni (1910, 1930) va ser un dels primers estudiosos de les roques del Pirineu. Entre d'altres aspectes, va fer una descripció detallada de les roques del Silurià i va anomenar alguns dels graptòlits que s'hi poden trobar. També va fer una classificació estratigràfica de les roques del Devonià basada en dades paleontològiques.

Cavet (1957) va dividir el Paleozoic inferior (*Cambroordovicià*) en dues sèries: la inferior o sèrie de Canavelles (Canaveilles en el treball original) i la superior o sèrie de Jújols (*schistes* de Jujols en el treball original). La primera està formada per fil·lites amb algunes intercalacions de calcàries i de roques volcàniques. Laumonier (1988) va dividir la segona en les següents formacions, de base a sostre:

- Fm de Tegurà: Olistostromes que apareixen des de la Cerdanya fins al Cap de Creus.
- Fm Alòs d'Isil: Pel·lites i gresos grollers. Equivalent al membre inferior de la Fm d'Evol al Pirineu oriental.
- Fm de Lleret - Baiau: carbonats. Equivalent al membre mitjà de la Fm d'Evol al Pirineu oriental.
- Fm d'Alins: gresos i pel·lites generalment de gra fi. Equivalent al membre superior de la Fm d'Evol al Pirineu oriental.
- Fm de Vallcebolera: carbonats.
- Fm de Jújols: Argiles i llims bandejades o esquistos de Jújols.
- Fm de Font Freda: gresos i pel·lites presents només al Conflent.

Tot i que la sèrie es troba intensament plegada i no hi ha capes guia, es va estimar una potència d'uns 2000 metres per a cada sèrie. A més, tant la sèrie de Canavelles com la de Jújols no presenten fòssils, raó per la qual no van poder ser datades i només gràcies a comparacions amb les sèries de Montagne Noire, que sí que són fossilíferes, es va poder estimar una edat

aproximada. Per a la sèrie de Canavelles l'edat seria cambriana, mentre que per la sèrie de Jújols seria possiblement ordoviciana inferior; d'aquí va sorgir la denominació de Cambroordovicià. D'altra banda, aquest autor fa importants aportacions en la descripció lito i biostratigràfica del Paleozoic del Pirineu oriental francès.

Llopis Lladó (1965) diferencia dues unitats a la carretera entre Sant Julià i Juberri: una sèrie de turbidites basals formades per pissarres gris fosc amb una microstratificació ben visible, atribuïdes fins al moment al Llandelià (Ordovicià mitjà - superior), i una sèrie de conglomerats i esquists del Caradoc discordants sobre la sèrie anterior. Aquests conglomerats farien pensar en l'existència d'un massís cristal·lí situat al sud i plegat abans del Caradoc, potser durant la fase sarda, fet que implica que la sèrie de base ha de ser anterior al Llandelià, potser cambriana o precambriana. També raona el fet que hi hagués sedimentació contínua des del Caradoc fins al Devonian, amb una conca que anava creixent cap al nord. Llopis Lladó proposa la següent sèrie sedimentària:

- Precambrià-Cambrià (1600-1700 m): Sèrie del Comapedrosa (=Sèrie de Canaveilles de Cavet) al nord del Principat.
- Cambrià probable (500-600 m): Sèrie de Sant Julià = Sèrie de la Massana = Esquists de Jujols de Cavet. Pissarres blaves.
- Caradoc (50-60 m): Conglomerats amb còdols arrodonits de fins a 10 cm de diàmetre.
- Ashgil·lià (200 m): Esquists amb quars i calcesquists grisos i grocs amb *Orthis actoniae* i altres braquiòpodes.
- Pas al Silurià: Esquists ampelítics (4 m), quarsita gris clar amb ripples (5 m), seqüència quarsita-esquist en capes de fins a 0,2 m (7 m).
- Silurià (= Gothlandià): Ampelites plegades amb calcàries amb graptòlits a sostre.

L'arribada de l'escola holandesa va suposar un avenç important en l'establiment de les formacions des del Cambroordovicià fins al Devonian i de les fàcies del Devonian que permetrien comparar i correlacionar els diversos afloraments del Pirineu.

Zwart (1965) va definir la Fm Ransol com una sèrie formada, de base a sostre, per calcàries, pissarres negres i quarsites gruixudes dins el Cambroordovicià, i la va correlacionar amb les sèries de Lleret - Bayau, definides a la vall de Cardós (Anticlinori de la Pallaresa) per Zandvliet (1960). Per damunt d'aquesta sèrie, i correlacionable amb la sèrie de Jujols de Cavet (1957), Zandvliet (1960) defineix la sèrie de Pilas - Estats, que més tard Hartevelt (1970) renombrarà com a Fm la Seo, incloent en la seva base la Fm Ransol. En definitiva, la Fm Seo de Hartevelt (1970) és una formació correlacionable en diferents àrees del Pirineu i consisteix en fil·lites fosques i grises, quarsofil·lites i quarsites clares de com a màxim pocs metres de potència intercalades en la sèrie. El sostre d'aquesta formació està definit per l'aparició d'una capa de conglomerats (Zwart i De Sitter, 1979). Mirouse (1966) suggereix un ambient sedimentari

marí amb variacions rítmiques de l'entrada de material, possiblement degut a les variacions estacionals i climàtiques o a pulsacions epiorogèniques.

Mey (1967) va ser el primer en dividir els dominis on aflora el Devonian i Carbonífer en diferents fàcies. Aquestes fàcies estan separades entre elles per encavalcaments, zones de falla o per dombs cambroordovicians. En aquest treball defineix les fàcies de Sierra Negra i de Baliera, així com les formacions que en formen part.

Fàcies de Sierra Negra: Desenvolupada al sud i oest de la granodiorita de la Maladeta.

- Formació Rueda: Formada per pissarres sorrenques i calcàries impures. Dalloni (1910) i Schmidt (1931) van donar una edat Devonian inferior.
- Formació Castanesa: Calcària massiva, que Dalloni (1910) va datar al Devonian mitjà (Eifelian).
- Formació Fonchanina: Pissarres fosques. Es van datar a partir de correlacions amb sèries similars com a Devonian mitjà - inici del Devonian superior.
- Formació Mañanet Griotte: Calcàries nodulars multicolor, definides per Roberti (1970), datades al Devonian superior.

Fàcies de Baliera: Sota aquesta fàcies només s'hi diferencien formacions del Devonian inferior i mitjà. A partir del Devonian mitjà, les formacions són les mateixes que en la fàcies de Sierra Negra.

- Formació Ancto: Pissarres fosques i físsils, que poden recordar les pissarres del Silurià. Datada al Devonian inferior per Dalloni (1910) i Schmidt (1931).
- Formació Gelada: Formació gairebé idèntica i correlacionable amb la Fm Rueda.
- Formació Basibé: Formada per calcàries, dolomies i quarsites competents que habitualment donen ressals en el paisatge. Tot i que la quarsita va ser datada per Dalloni (1910) i Schmidt (1931) a la base del Carbonífer, ha de ser anterior ja que es troba estratigràficament per sota de formacions del Devonian.
- Formació de Fonchanina: La mateixa que a la fàcies de Sierra Negra.
- Mañanet Griotte: La mateixa que a la fàcies de Sierra Negra.

Per últim, en totes dues fàcies, per damunt de la Fm Mañanet Griotte s'hi sobreposa de manera concordant una seqüència pelítica que es va atribuir a un probable Carbonífer.

Hartevelt (1970) va cartografiar detalladament, definir i donar nom a les diferents formacions de l'Ordovicià superior, que en aquell moment s'atribuïen al grup denominat Cambroordovicià; i va proposar l'ambient sedimentari en què es van formar.

Formació Conglomerats de la Rabassa: Conglomerats amb còdols de quars, quarsita i pissarra en una matriu pissarrova i sorrenca. Són més potents al sud, al nord arriben a desaparèixer.

Formació de Cava: Fàcies detrítica grollera, granodecreixent en general, amb braquiòpodes a la part superior. A nord és reemplaçada per la Fm Ansovell.

Formació d'Estana: Margues i calcàries que apareixen discontinuament a bona part del Pirineu, amb braquiòpodes, briozous i altres fòssils que determinen una edat Caradocià - Ashgílià inferior. Es correlaciona amb els *schistes troués* o la *grauwacke à Orthis* de (Cavet, 1957).

Formació d'Ansovell: Pissarres negres amb algunes pirites, més potents a la part nord, on reemplacen la Fm Cava.

Formació Quarsita de Bar: Aflora gairebé exclusivament en una àrea restringida a la part sud del Pirineu. Aquesta quarsita pot ser gris clara o negra, i té entre 8 i 18 metres de potència (Fig. 2.4).

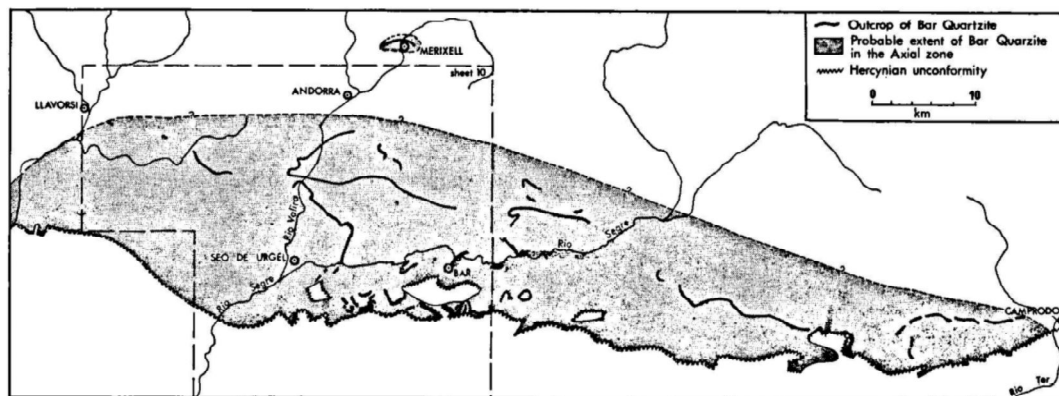


Figura 2.4: Distribució de la Fm Quarsita de Bar segons Hartevelt (1970)

Es tracta d'una sèrie silicoclàstica granodecreixent, on els materials més grollers es troben al sud i els materials més fins al nord, tal com mostra la figura 2.5. Segons Hartevelt (1970), després de la deposició uniforme marina de la Formació la Seo, una inestabilitat brusca va causar la deposició dels conglomerats de la Rabassa des d'algun punt al sud de la zona axial actual. La part sud del mapa va ser aixecada i la part baixa de la Formació Cava es va dipositar en una plana fluvial. Això va anar acompanyat d'activitat volcànica. Una important subsidència va permetre que aquests materials adquirissin grans potències. La part superior de la Formació Cava ve marcada per una transgressió gradual cap al sud i deposició en planes mareals. La Formació Estana ja es va sedimentar en un ambient marí somer. Una petita regressió va donar lloc a les barreres costaneres de la Quarsita de Bar i els lagoons de la Formació Ansovell.

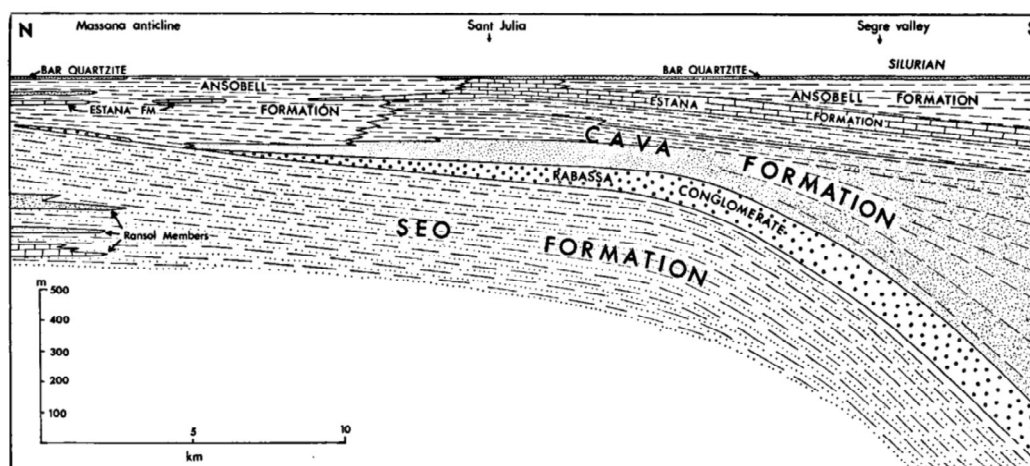


Figura 2.5: Tall esquemàtic de les formacions del Cambroordovicià i l'Ordovicià superior de Hartevelt (1970)

En aquest treball, Hartevelt també donà nom a la seqüència pelítica que es sobreposa a la Fm Mañanet, com a Formació Civís, i la va atribuir al Carbonífer, tal com ja havien fet Zandvliet (1960) i Mey (1967).

Boersma (1973) va proposar agrupar les fàcies de Baliera i Sierra Negra definides per Mey (1967) a causa de les seves similituds, per convertir-se en la fàcies de Sierra Negra *s.l.* En el seu treball hi ha una extensa relació de zones biostratigràfiques definides a partir de conodonts en diferents sectors del Pirineu, a partir de les quals pot datar les diferents formacions definides en el Devonian:

Formació Rueda: Gedinian.

Formació Basibé: Gedinian superior - Emsian.

Formació de Fonchanina: Emsian superior - Couvinian inferior.

Mañanet Griotte: Eifelian - Viséan

Formació Civís: Sense dades, atribuït al Carbonífer.

Groos-Uffenorde et al. (1972) van concloure que la sèrie de Vilaller o Fm Civís de Hartevelt (1970) no pertany al Carbonífer, sinó al Devonian, entre l'Emsian i el Frasnian, en base a la datació d'ostràcodes i tentaculits, tot i que Boersma (1973) ho va refusar, ja que considerava que les mostres analitzades no corresponien a la Fm Civís, sinó a la Fm Rueda o Fonchanina. Zwart i De Sitter (1979) assumeixen que la base de la Fm Civís ha d'estar dins el Devonian i el sostre en el Carbonífer.

Van den Eeckhout (1986) va treballar en la sèrie pre Caradoc al massís de l'Hospitalet i hi va distingir dues formacions:

- Fm Seo: definida per Hartevelt (1970), on hi apareixen tres capes guia que de base a sostre són: la quarsita de la Fm Pic du Sal, els marbres del membre de Ransol i les quarsites de la Fm Cap d'Entor.
- Fm Massana: Estratigràficament, es troba per damunt de la Fm Seo en contacte gradual, i a sostre està en contacte mecànic amb les pissarres del Silurià. A la base hi ha conglomerats i a sostre una alternança de quarsites i pelites. Al sud del sinclinal de Tor, les quarsites de la Massana tenen per damunt les pissarres carbonàtiques de la Fm Estana i la quarsita de Bar. Al nord del sinclinal de Tor no s'han trobat aquestes formacions de l'Ordovicià superior.

Segons aquest autor, la Fm Massana es podria correspondre amb la Fm Cava ja que els conglomerats de la Massana es troben en una posició estratigràfica semblant als de la Rabassa, tot i que les litologies descrites són diferents.

Poblet (1991) fa una extensa recopilació bibliogràfica sobre les diferents formacions definides fins al moment des del Cambrià inferior a l'Ordovicià inferior, i subdivideix els materials cambroordovicians del vessant sud del Pirineu central en tres formacions:

- Formació de Montenartró: existent a totes les unitats estructurals on predominen els terrenys del Paleozoic inferior, equivalent a la Fm Seo de Hartevelt (1970), a les sèries de la Massana i Sant Julià de Llopió (1965) o als schistes de Jujols de Cavet (1951).
- Formació del barranc dels Horts: Present únicament al dom de Muro, són calcàries atribuïdes anteriorment al Silurià i Devonian per Mey (1968) i Zwart i De Sitter (1979).
- Formació de la Central: Present al flanc sud de l'anticlinal de la Massana i al dom de la Rabassa entre d'altres, atribuïda per Zwart i Roberti (1976) a la Fm la Seu.

Aquest autor també fa una extensa descripció de la resta d'unitats de l'Ordovicià superior, Silurià i Devonian.

Fins aquí els treballs on s'han descrit i definit les diferents unitats que afloren a la zona d'estudi, a la part central del Pirineu axial. La majoria de treballs que s'han publicat a partir de llavors són treballs de síntesi per agrupar idees dels diferents autors i correlacionar sèries dels diferents àmbits geogràfics, en destaquen les obres de Laumonier et al. (1996) i Laumonier (2004) per a les sèries pre Ordovicià superior, Dégardin et al. (1996) i Gil-Peña et al. (2004) per a l'Ordovicià superior i el Silurià i Majesté-Menjoules i Ríos (1996) i Sanz-López (2004) per al Silurià i el Devonian.

Els treballs més moderns se centren en l'estudi de detall de l'estratigrafia i en noves datacions que permetin establir l'edat de cada sèrie amb més precisió.

Gil-Peña et al. (2000b) destaca, al sector occidental del dom de l'Orri, la presència d'un nivell puntual de conglomerats calcaris per damunt de la Fm Estana, també descrita

localment al massís de Marimanya (Sanz-López et al., 2013) que podrien ser equivalents a la breixa descrita per García-Sansegundo (1992) al sostre de les capes de Liat, al dom de la Garona, o a la Fm Riu d'Ars descrita per Poblet (1991) a la part oriental del dom de l'Orri.

Sanz-López (2002, 2004) fa un extens treball sobre el Silurià i Devonian al Pirineu. En aquests treballs proposa reemplaçar les àrees de fàcies descrites en el Devonian per Mey (1967) i Boersma (1973), pel terme “dominis sedimentaris”. Entre d'altres aportacions, proposa un model paleogeogràfic de sedimentació en el Paleozoic superior, on correlaciona els diferents dominis amb criteris litològics però també faunístics, derivats de l'estudi dels conodonts del Silurià i el Devonian.

Laumonier (2004) va proposar una correlació entre els materials pre Ordovicià superior en diferents punts del Pirineu i la zona centre ibèrica (Fig. 2.6).

Per últim, cal destacar els treballs realitzats per Clariana (2004c, 2005, 2006, 2007, 2008b, 2015) en el marc del projecte de cartografia geològica 1:25.000 del nordoest d'Andorra. Una de les principals aportacions d'aquest treball és la diferenciació de les formacions del Devonian en el sinclinari de Tor - Casamanya, així com les datacions a partir de conodonts realitzades a la zona, que van portar a descriure per primera vegada una sèrie del Devonian superior en territori andorrà.

2.3. L'estructura dels materials paleozoics prehercinians

Els primers treballs sobre geologia que es van fer al Pirineu es van centrar en la realització de cartografies i la caracterització estratigràfica i paleontològica dels materials que hi afloraven. No va ser fins a principis dels anys 60, dins el projecte de cartografia del Pirineu central realitzat pels geòlegs de la Universitat de Leiden (Zandvliet, 1960; Kleinsmiede, 1960; De Sitter i Zwart, 1962; Zwart, 1964, 1965; Oele, 1966; Mey, 1967; Hartevelt, 1970; Zwart i De Sitter, 1979), que es va començar a prendre dades estructurals sistemàticament i a proposar hipòtesis estructurals sobre l'evolució dels Pirineus hercinians i alpins. La major part dels treballs realitzats al Pirineu s'han centrat en l'estudi de les relacions entre els doms metamòrfics on domina una foliació subhoritzontal o amb cabussaments suaus (dom de la Garona, massissos d'Arize, Trois Seigneurs, St. Barthélemy, de l'Aston, l'Hospitalet, Canigó-Carança, Alberes i Roc de Frausa), i les sèries neoproterozoiques i paleozoiques de baix o nul grau metamòrfic on domina una foliació subvertical (Zwart, 1964). A partir de les relacions entre aquests dos tipus d'estructures, s'han proposat diferents models d'evolució estructural dels Pirineus durant l'orogènesi herciniana, així com l'afectació que va tenir lloc durant l'orogènesi alpina. Tot i que a la zona d'estudi d'aquesta tesi no hi afloren materials metamòrfics del primer tipus i, per tant, no es farà una anàlisi comparativa dels dos tipus d'estructures, si que es farà un breu resum sobre els models que s'han proposat fins al moment.

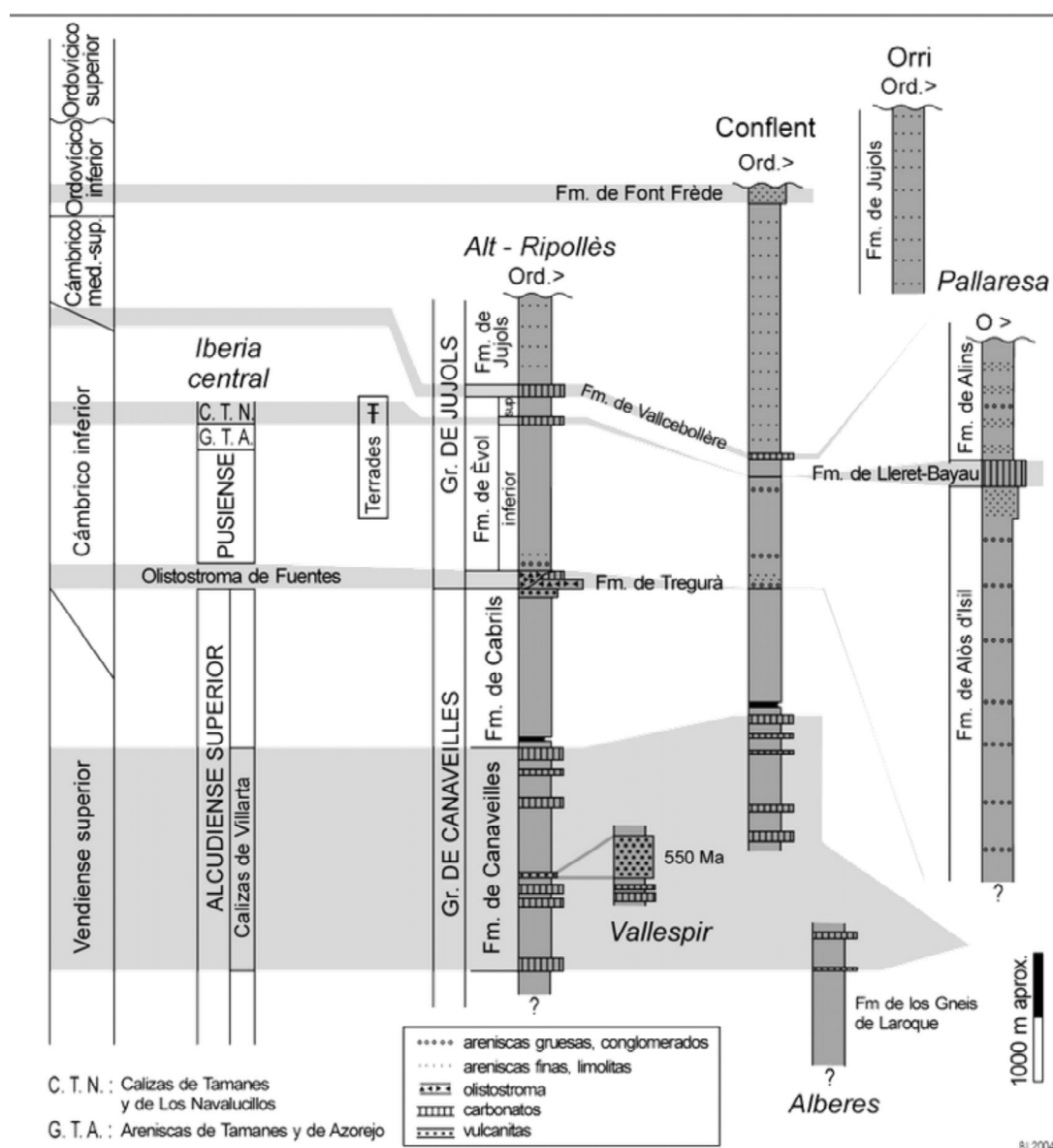


Figura 2.6: Estratigrafia dels materials precaradoc de la zona axial del Pirineu i intent de correlació amb la zona centre ibèrica. Font: Laumonier (2004)

De Sitter i Zwart (1962) van ser els primers en utilitzar els termes *infraestructura* i *supraestructura* al Pirineu. Aquests termes fan referència a les diferències de comportament estructural i metamòrfic que van observar en el seu estudi a les zones dels rius Garona i Salat, al nord de la Vall d'Aran. En aquesta zona van observar que, en general, els materials presilurians estaven afectats per un metamorfisme que podia arribar a ser d'alt grau, i on les estructures predominants eren una foliació subhoritzontal lligada a plects recumbents, i van agrupar els materials que tenien aquest comportament en la infraestructura. D'altra banda, van observar que els materials postsilurians no havien sofert metamorfisme i que la deformació es caracteritzava per plects drets amb un clivatge de pla axial subvertical, i van anomenar a aquests materials

amb el nom de supraestructura. En les primeres publicacions (De Sitter i Zwart, 1962; Zwart, 1965) consideren les dues foliacions sincròniques i expliquen el canvi d'orientació dels plans de foliació a través dels materials silurians, que es deformarien a la base de manera semblant a la infraestructura, i al sostre com la supraestructura, actuant com a nivell de desenganxament (Kleinsmiede, 1960; De Sitter i Zwart, 1962). En altres zones, com als massissos de l'Aston i l'Hospitalet, aquest canvi es faria de manera gradual en una zona de transició complexa, dins les roques cambroordovicianes (Ocle, 1966). La denominació *infra-* i *supraestructura* va ser adoptada per molts dels treballs que es van fer a partir de llavors. Segons aquesta primera hipòtesi, la fase principal de deformació herciniana és deguda a una compressió en direcció N-S, que en la supraestructura genera plects i una foliació subvertical i en la infraestructura produeix una extensió en direcció E-W que és la responsable de la foliació subhoritzontal.

Altres autors van proposar diversos models tectònics per a explicar la diferenciació estructural observada als Pirineus. Segons Seguret i Proust (1968a,b) i Matte (1969), en una primera fase de deformació es formaria la foliació dominant, que seria subhoritzontal i semblant tant a la infra com a la supraestructura, i en un episodi posterior aquesta foliació adquiriria una direcció subvertical només a la supraestructura.

Soula (1982) i Soula et al. (1986a,b) proposen un model en el que els doms gnèissics s'emplacen per processos diapírics, de manera que la foliació horitzontal es troba només al sostre d'aquestes estructures, mentre que als flancs i a les roques adjacents la foliació és subvertical. Aquest model implica un episodi precoç d'extensió que provoca un aprimament de l'escorça. Aquest fet genera falles normals en les roques més superficials, i fusió parcial de la part superior del mantell, que provoca la formació de migmatites i cossos plutònics en les roques del Paleozoic inferior. Posteriorment, durant la fase d'escurçament hercinià, aquest cossos ascendeixen a nivells més superficials, i es formen la foliació dominant i els encavalcaments que tallen tota la sèrie.

Posteriorment, Verhoef et al. (1984); Zwart (1986); Van den Eeckhout (1986); Van den Eeckhout i Zwart (1988) i Vissers (1992), reconsiderarien la seva hipòtesi inicial i proposen que la fase de deformació que defineix la supraestructura és anterior a la que defineix la infraestructura, i expliquen les diferències en l'orientació de les estructures a partir d'un canvi en el règim tectònic que afecta la zona, d'escurçament en direcció N-S per a la formació dels plects i la foliació subvertical de la supraestructura es passaria a un règim d'escurçament vertical per a la formació de la foliació subhoritzontal de la infraestructura, sincrònic amb el pic de metamorfisme. Aquest escurçament vertical vindria donat per un episodi d'extensió de l'escorça, i s'acomodaria en la supraestructura a través de falles normals.

Carreras i Capellà (1994) presenten un model basat en les dades disponibles a partir de la discussió dels models proposats fins aleshores. Segons el model presentat per aquests autors, els plects i encavalcaments pre esquistosos de la supraestructura serien coetanis amb la foliació subhoritzontal de la infraestructura, que estaria formada en un règim d'escurçament per cisalla horitzontal en els nivells profunds. Així, tindriem un primer episodi d'escurçament de l'escorça que s'acomodaria en la supraestructura a partir de plects i encavalcaments sense

esquistositat associada, i en la infraestructura per una foliació subhoritzontal fruit de la deformació per cisalla. A causa de la progressió d'aquesta cisalla en profunditat, l'escurçament que han d'acomodar les roques superficials és prou important per a que s'hi formin plecs drets i apretats amb una foliació de pla axial associada subvertical. Aquests autors també observen que les primeres estructures descrites són oblíquues respecte a les més modernes, i ho interpreten com una variació gradual en la direcció de l'escurçament en sentit horari, que a més es fa més important cap a l'est. Per tant, expliquen la història estructural herciniana del Pirineu com a resultat d'un canvi en el règim tectònic des de compressiu cap a transpressiu i finalment transcurent. Posteriorment altres autors han considerat un règim transpressiu dextre en els seus models (Denèle et al., 2007, 2008, 2009b; Mezger, 2009).

Poblet (1991); García-Sansegundo (1992, 2004); Clariana i García-Sansegundo (2009); García-Sansegundo et al. (2011) i Clariana (2015) proposen un model desenvolupat en un context de col·lisió continental. Segons aquest model, primer es formarien plecs vergents al nord amb un clivatge de pla axial associat, que afectarien tant a la infra com a la supraestructura, i que seria contemporani amb el clímax metamòrfic. En un episodi posterior es formarien plecs i encavalcaments vergents al sud, amb una foliació de pla axial associada, i que només afectaria a la supraestructura, on hi hauria evidències de superposició de plecs de les dues fases. Al dom de la Garona, el límit entre la infra i la supraestructura es trobaria dins les pissarres del Silurià.

A la zona d'estudi hi afloren materials amb un grau metamòrfic regional baix o inexistent, i inclou part del dom de la Pallaresa, de l'anticlinal de la Massana, del sinclinal de Llavorsí i la totalitat del dom de la Rabassa. Els estudis realitzats anteriorment en aquests sectors se centren en la determinació i caracterització de les diverses fases deformatives i en la seva correlació entre diverses regions del Pirineu.

Sembla evident que hi ha algun tipus de deformació preherciniana que afecta els materials anteriors a l'Ordovicià superior i que origina una discordança a la seva base (Llopis Lladó, 1965; Santanach, 1972b; Laumonier i Guitard, 1986; Laumonier, 1988; García-Sansegundo, 1992; García-Sansegundo et al., 2004; Casas i Fernández, 2007; Casas, 2010; Casas et al., 2012). Per a les fases de deformació posteriors que van tenir lloc durant l'orogènia herciniana, en canvi, hi ha diverses interpretacions segons el sector estudiat.

La macroestructura de la regió ja va ser exposada per Zwart (1965) i Hartevelt (1970) amb uns talls on s'observa una clara vergència al sud de les estructures de deformació principals al sud d'Andorra. Abans d'aquesta fase deformativa, però, en descriuen d'altres:

Hartevelt (1970) diferencia per a les roques prehercinianes de la seva àrea d'estudi (doms de l'Orri i de la Rabassa, part del sinclinal de Llavorsí i part de l'anticlinal de la Massana) una primera foliació S0 paral·lela a l'estratificació i definida per l'alineació de miques, només observable en làmina prima. Aquesta fase de deformació també serà descrita per Poblet (1991); García-Sansegundo (1992) i Clariana (2015) en altres sectors del Pirineu.

Hartevelt (1970) defineix dues grans fases de deformació herciniana posteriors: la primera seria la responsable de la forma cartogràfica dels grans doms, anticlinals i sinclinals i de grans plecs superposats a aquestes macroestructures; i la segona seria la responsable de la forma-

ció de la foliació dominant de direcció aproximada E-W i vergent a sud, i de plecs que es superposen als plecs de fase 1. Durant aquesta segona fase es desenvoluparien dues famílies d'encavalcaments: una primera associada als plecs i una segona que talla tant als plecs com als encavalcaments anteriors. Aquestes dues famílies d'encavalcaments no coetànies també seran descrites per Domingo et al. (1988); Casas et al. (1989) i Casas i Poblet (1989). Finalment descriu dues fases més que donen com a resultat *kink-bands* locals de direcció E-W.

Zwart i De Sitter (1979) consideren que la fase principal i responsable de la forma cartogràfica de les estructures és la fase 2 de Harteveldt (1970), que al sinclinal de Llavorsí forma plecs inclinats al nord, i posteriorment vindria una fase que formaria plecs de direcció E-W a NW-SE que cabussen moderadament al nord. Segons aquest autor, la influència alpina en aquesta part de la zona axial és escassa i queda representada per la formació o reactivació de falles (Mérens, Bossost i Llavorsí, entre d'altres) i en pocs casos per la formació de plecs i foliacions de caire molt local.

Per a Van den Eeckhout (1986), la forma cartogràfica de l'anticlinal de la Massana i del sinclinal de Tor és fruit de la fase de deformació principal, tot i que dedueix plecs formats en una fase de deformació anterior. Cirés et al. (1990), també reconeixen una superposició de dues fases de plecs, la primera formaria un gran plec vergent al nord i la segona i principal formaria estructures vergents al sud, que junt amb una família d'encavalcaments generats durant aquesta fase principal donarien lloc a la configuració actual de l'anticlinal de la Massana.

Poblet (1991) va fer un extens treball sobre l'estructura de la zona sud del Pirineu axial, que inclou el sinclinal de Llavorsí, el dom de la Rabassa i l'anticlinal de la Massana. Aquest autor reconeix una fase de deformació que genera una foliació paral·lela a l'estratificació sense plecs associats; dues fases preclivatge principal amb plecs de direcció E-W (una d'elles només present al sinclinal de Llavorsí); una fase de deformació principal amb plecs i un clivatge de pla axial associat de direcció E-W vergent al sud, amb encavalcaments tardans que tallen aquests plecs i encavalcaments subverticals fora de seqüència; i un nombre variable, segons la zona, de deformacions hercinianes posteriors a la fase principal. La forma cartogràfica tant del dom de la Rabassa com de l'anticlinal de la Massana serien degudes a la superposició de plecs d'una fase preclivatge vergent al nord i de la fase principal vergent al sud. També descriu dos episodis de deformació alpina; el primer és el responsable de la formació de *kink bands* de direcció E-W, de la disposició del clivatge dominant en forma de semiventall, i del reapretament de les estructures prèvies; el segon provoca ondulacions de tota la sèrie en direcció N-S. En la mateixa línia va el treball realitzat per García-Sansegundo (1992) a la Vall d'Aran i l'Alta Ribagorça, amb una primera fase de deformació que genera plecs vergents al nord i una foliació associada, una segona fase, que és la principal, definida per plecs drets de direcció E-W amb un clivatge de crenulació associat que és la foliació principal d'aquest sector i per encavalcaments vergents al sud que s'arrelen als materials del Silurià, i una fase posterior que crea plecs oberts en direcció E-W que pleguen les estructures anteriors. A l'Alta Ribagorça també observa encavalcaments tardihercinians vergents al sud que afecten les estructures anteriors.

García-Sansegundo (2004) fa un resum dels treballs previs realitzats al Pirineu i, a grans

trets, descriu les següents fases de deformació pre alpina:

- D1: Només existent a les roques del Cambroordovicià, és una foliació vergent al sud sense plecs associats.
- D2: És la fase de deformació més visible a la infraestructura, responsable de la foliació subhoritzontal amb plecs associats ajaguts, i és contemporània amb el clímax de la deformació. També ha estat reconeguda per Seguret i Proust (1968a); Santanach (1972a); Capellà i Carreras (1996); Clariana et al. (2004) en diversos sectors del Pirineu, tot i que no hi ha acord en la direcció d'aquestes estructures. A la supraestructura es formen plecs de direcció E-W, vergents al N, associats a un clivatge primari.
- D3: És la fase de deformació principal a la supraestructura. Són plecs tancats o apretats, de direcció E-W i de verticals a vergents al sud, amb un clivatge de crenulació associat. Forma figures d'interferència de tipus 3 de Ramsay (1967) amb els plecs de fase 2 (Poblet, 1991; Clariana et al., 2004). També es formen encavalcaments vergents al S arrelats a les pissarres del Silurià anteriors o associats als plecs, i d'altres que es troben fora de seqüència i que tallen els plecs de fase 3. Altres autors també han definit encavalcaments fora de seqüència al sinclinal de Llavorsí (Poblet, 1987; Pequera, 1987; Bou, 1988; Capellà, 1988; Casas et al., 1989; Casas i Poblet, 1989; Poblet, 1991; Capellà i Bou, 1997), tot i que no hi ha unanimitat en la cronologia de les deformacions.

Per últim, Clariana (2015) ha realitzat una extensa anàlisi estructural dels sinclinals de Tor, de Llavorsí i de l'anticlinal de la Massana, i ha caracteritzat les tres fases de deformació citades anteriorment en aquests sectors.

Capítol 3

Cartografia geològica del sud d'Andorra

3.1. Metodologia	27
3.2. Unitats estructurals	28
3.2.1. El dom de la Rabassa	28
3.2.2. El sinclinal de Llavorsí	29
3.2.3. L'anticlinal de la Massana	29
3.2.4. El sector d'Envalira	30

3.1. Metodologia

En aquest treball s'ha realitzat una cartografia geològica a l'escala 1:25.000 del sector sud i part del sector nord est del Principat d'Andorra (tot i que es presenta a escala 1:50.000 per a facilitar-ne la visualització). La metodologia utilitzada es basa en l'elaboració d'una cartografia de camp amb topografia de base d'escala 1:5.000 o 1:10.000, que permet cartografiar estructures que després seran molt útils en l'anàlisi estructural, tot i que algunes d'elles no quedaran representades finalment en el mapa 1:25.000. L'elaboració d'aquesta cartografia de camp també inclou la recollida de mostres per a fer-ne làmines primes, la realització d'esquemes i fotografies interpretatives dels afloraments on s'ha cregut interessant, i la presa de dades estructurals que seran imprescindibles no només per a la deducció de l'estructura i les fases de deformació d'aquest sector, sinó també per a la millora de la cartografia quan sigui necessari. Una altra eina molt útil per a cartografiar en zones inaccessibles han estat les fotografies aèries. En aquest cas s'han utilitzat les fotos del vol del Govern d'Andorra de 1995 a l'escala 1:16.000. Les dues dificultats principals a l'hora de cartografiar en aquesta zona, en especial al sector sud, han estat la inaccessibilitat a alguns sectors i la manca d'afloraments en d'altres. Algunes

barres rocoses, molt visibles al paisatge o en foto aèria, no són accessibles a peu. Altres vegades no s'han trobat afloraments en àrees extenses a causa de la vegetació que cobreix el substrat rocós (bosc extens a l'Obaga d'Andorra, prat alpi a la Rabassa i en zones de l'anticlinal de la Massana) i, en el cas de trobar-ne, ha estat molt difícil esbrinar-ne la polaritat o fins i tot la formació a la qual pertanyien. D'altra banda, el modelat del terreny, a causa sobretot de les dinàmiques glacial i fluviotorrencial que dominen la zona (cons de dejecció, esllavissades, tarteres...), amaga o mobilitza les roques preexistents. Aquestes llacunes d'informació s'han pogut cobrir, en part, gràcies a la interpretació de l'estructura derivada dels talls geològics. Altres vegades s'ha extrapolat una formació a partir de dos punts coneguts on s'havia pogut observar. Tot i això, la incertesa en alguns sectors és gran, com ara entre la falla de Claror i el batòlit d'Andorra - Montlluís o a l'obaga d'Andorra. Les dades recollides al camp s'han integrat en un projecte SIG (Sistema d'Informació Geogràfica), concretament amb el programa de visualització i edició de dades cartogràfiques ArcGIS 9.3 de l'empresa ESRI. La base cartogràfica correspon a la topografia d'Andorra 1:5.000 del Govern d'Andorra, un model digital del terreny de mida de cel·la de 5 metres i l'ortofotografia del Govern d'Andorra de l'any 2012. Per a tancar la zona sud, en contacte amb l'Alt Urgell, s'han utilitzat els fulls 272-076 (Farga de Moles) i 273-076 (Arcavell) a escala 1:5.000 de l'Institut Geològic de Catalunya. El mapa s'ha representat en el sistema de projecció cònica conforme de Lambert (zona III) amb el datum NTF, que és el sistema estàndard al Principat d'Andorra.

3.2. Unitats estructurals

La zona d'estudi s'ha dividit en quatre sectors que corresponen a la macroestructura descrita tradicionalment, i que es mostren en la figura 3.1.

3.2.1. El dom de la Rabassa

El dom de la Rabassa és una estructura antiformal amb un flanc sud que té una orientació cartogràfica E-W i que cabussa al nord, i un flanc nord de direcció aproximada NE-SW i que cabussa al NW. A l'est queda tallat per la falla de Claror, i pel plutó d'Andorra - Montlluís, i més enllà d'aquest s'obre cap a la unitat de Canigó, de la que en constitueix la terminació occidental (Poblet, 1991). En la seva part central està format per una sèrie rítmica d'edat Cambrià superior - Ordovicià inferior, la Fm de Jújols, (veure capítol 5), sobre la que reposa en discordança angular la sèrie de l'Ordovicià superior i més amunt en la sèrie, el Silurià. Les estructures més importants són la falla de Claror a l'est, que posa en contacte els materials cambroordovicians amb les pissarres del Silurià, i l'encavalcament d'Arcavell al sud, definit per Poblet (1991), que encavalca el dom de la Rabassa sobre la unitat del Segre i la branca sud del sinclinal de Llavorsí.

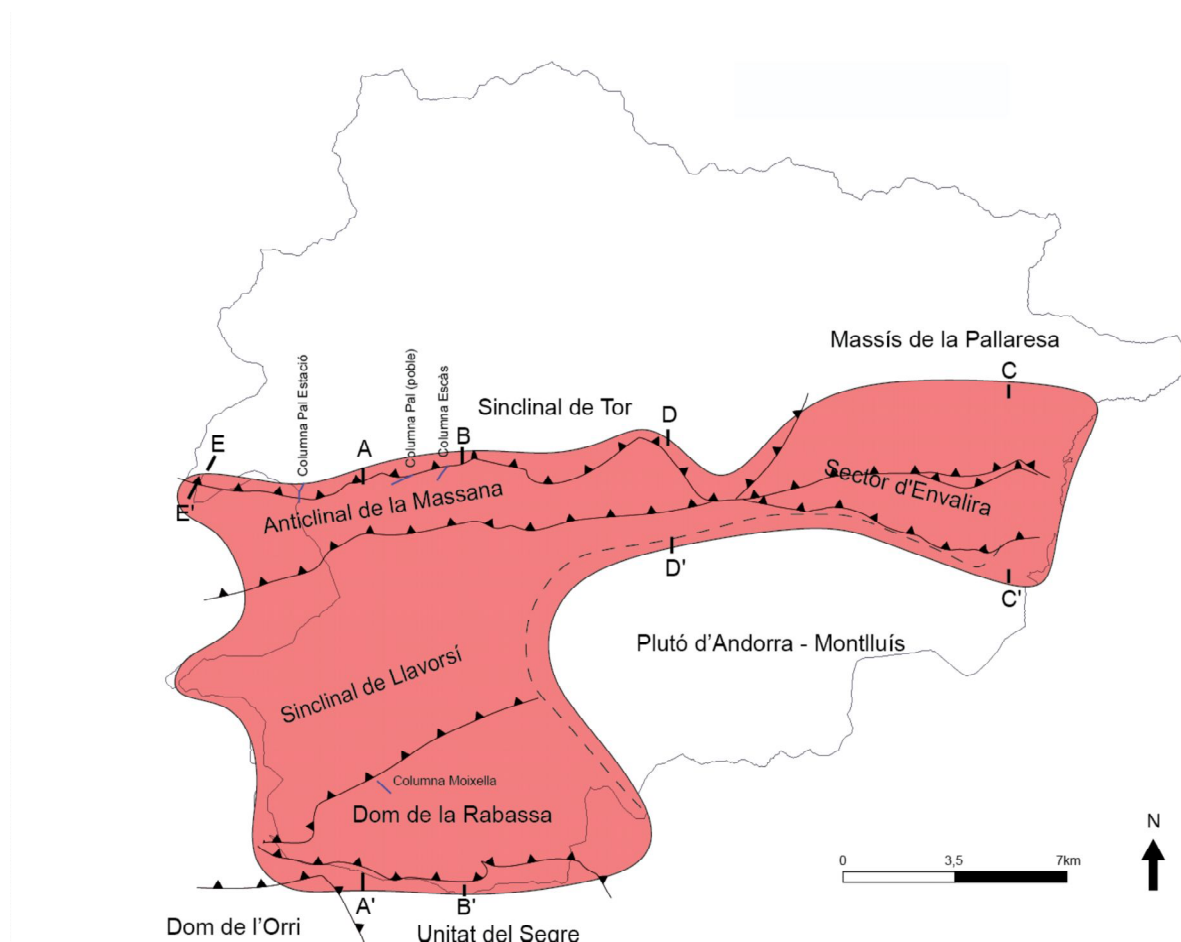


Figura 3.1: Mapa esquemàtic de les unitats estructurals del sud d'Andorra. En vermell s'indica el sector d'estudi d'aquesta tesi. També s'hi han representat els talls generals i les columnes realitzades a l'Ordovicià superior.

3.2.2. El sinclinal de Llavorsí

El sinclinal de Llavorsí a Andorra és una estructura de direcció NE-SW formada per diverses làmines encavalcants de materials silurians i devonians. Els encavalcaments estan arrelats a les pissarres del Silurià, tenen vergència cap al sud i estan plegats. Aquestes estructures estan tallades pel plutó de Santa Coloma i pel de Fontaneda. Al sud, el sinclinal de Llavorsí es troba encavalcant sobre el dom de la Rabassa mitjançant l'encavalcament de Llavorsí - Senet, mentre que al nord és encalcat pels materials cambroordovicians de l'anticlinal de la Massana. A l'est queda en part tallat pel batòlit d'Andorra - Montlluís, i la branca nord s'estén cap a l'est, fins que queda encavalcada pel massís de la Pallaresa.

3.2.3. L'anticlinal de la Massana

L'anticlinal de la Massana té una forma allargada de direcció aproximada E-W, i està limitat al sud per l'encavalcament d'Estaron i al nord pel de Pal, tots dos cabussant cap al

nord. L'encavalcament d'Estaron encavalca els materials cambroordovicians i en alguns casos els de l'Ordovicià superior per damunt de les pissarres silurianes del sinclinal de Llavorsí, mentre que l'encavalcament de Pal, al nord, posa els materials silurians del sinclinal de Tor-Casamanya per damunt dels de l'Ordovicià superior, tallant-los a diferents alçades de la sèrie. Aquests encavalcaments de tipus subtractiu són molt habituals en aquest sector, i es donen a conseqüència de que tallen una sèrie prèviament plegada (veure capítol 6). A l'est, l'anticlinal queda tancat per la unió d'aquests dos encavalcaments, i a l'oest s'obre cap al Massís de la Pallaresa.

3.2.4. El sector d'Envalira

S'ha anomenat d'aquesta manera el sector que queda al nord est del plutó d'Andorra - Montlluís, dins d'Andorra, i que tradicionalment s'ha inclòs dins el Massís de la Pallaresa. Aquesta estructura es pot dividir en dues parts, separades per una família d'encavalcaments de direcció E-W i vergència cap al sud i que posa materials cambroordovicians sobre materials silurians i devonians. Al sud d'aquests encavalcaments hi ha una estructura antiformal de direcció E-W, formada per materials del Cambroordovicià i de l'Ordovicià superior, que pot correspondre amb la continuació oriental de l'anticlinal de la Massana. Al nord de l'encavalcament, i reposant a vegades sobre aquests materials, hi aflora una unitat que pertany probablement a la Fm d'Alins i que formaria part del massís de la Pallaresa. Aquest sector queda representat en el tall C-C' (Annex 4).

Capítol 4

Els materials

4.1. El Paleozoic inferior	31
4.1.1. El Grup de Canavelles	32
4.1.2. El Grup de Jújols	32
4.2. L'Ordovicià superior	35
4.2.1. Dom de la Rabassa	36
4.2.2. Anticlinal de la Massana	45
4.2.3. Sector d'Envalira	50
4.3. El Silurià	51
4.4. El Devonian	52
4.4.1. Formació de Rueda	55
4.4.2. Formació de Castanesa	55
4.4.3. Formació de Manyanet	55
4.4.4. Formació de Civís	56
4.5. Les roques ígnies	57
4.6. El metamorfisme	60
4.7. Conclusions	61

4.1. El Paleozoic inferior

En el conjunt dels Pirineus, la primera sèrie sedimentària definida correspon a una sèrie gresopelítica i carbonàtica azoica molt gruixuda atribuïda clàssicament al Cambroordovicià. Durant molts anys s'havia pensat que aquesta sèrie reposava en discordança sobre un sòcol Cadomià datat al Pirineu oriental amb una edat de 630 ± 30 Ma (Gneissos del Canigó) (Vitrac i Allègre, 1971; Vitrac-Michard i Allègre, 1975). Les datacions realitzades per Cocherie et al. (2005) a aquest suposat sòcol donen una edat de 474 Ma (Ordovicià inferior), fet que

demostra que aquests metagranits en realitat són intrusius en la sèrie gresopelítica cambroordoviciana (Laumonier et al., 2004). Al límit superior d'aquesta sèrie s'hi troben els materials de l'Ordovicià superior (Laumonier et al., 1996), que hi reposen discordantment (Llopis Lladó, 1965; Santanach, 1972b; Laumonier, 1988; García-Sansegundo, 1992; García-Sansegundo et al., 2004; Casas i Fernández, 2007), i on sembla que l'Ordovicià mitjà hi és absent. Aquesta sèrie ha estat descrita per diversos autors que li han donat diferents denominacions (Cavet, 1957; Zandvliet, 1960; Llopis Lladó, 1965; Zwart, 1965; Mirouse, 1966; Hartevelt, 1970; Laumonier, 1988; Poblet, 1991; Laumonier et al., 1996; Laumonier, 2004). En aquest treball s'utilitzarà la sèrie presentada per Laumonier (2004) (Fig. 2.6).

La sèrie pre Ordovicià superior és considerada azoica, tot i que hi ha algunes evidències que ajuden a definir la seva edat:

- Les calcàries amb arqueociàtids de Terrades proven la presència del Cambrià inferior (Abad, 1987, 1988; Perejón et al., 1994) en roques correlacionables amb la Fm de Lleret - Baiau.
- Les vulcanites de la Fm de Canavelles han estat datades en 581 ± 10 Ma i 575-568 Ma, suggerint una edat ediacariana del grup de Canavelles (Cocherie et al., 2005 i Casas et al., 2015).
- Per la semblança de la part inferior de la sèrie pre Ordovicià superior a la zona axial del Pirineu amb les sèries pre Ordovicià de la zona centre ibèrica i de la Montagne Noire, que tenen una edat de cambriana fins a ordoviciana inferior (Laumonier, 2004).
- Els acritarcs trobats a la part superior del grup de Jújols a la Molina (Cerdanya) permeten atribuir a aquesta sèrie una edat Furongià - Ordovicià inferior (Casas i Palacios, 2012).

4.1.1. El Grup de Canavelles

Aquesta sèrie va ser definida per primera vegada per Cavet (1957) prop de la localitat amb mateix nom, al Conflent (el nom original en francès és *Canaveilles*). Es tracta d'una sèrie d'esquists grauvaquics de gra fi, amb una important component volcànica plagioclàsica i amb alguns nivells carbonatats ben desenvolupats (Laumonier, 2004). Les roques volcàniques han estat datades per mètodes U-Pb per Cocherie et al. (2005) en 581 ± 10 Ma i per Casas et al. (2015) al Ripollès on s'han obtingut edats compreses entre 568 i 575 Ma (Neoproterozoic terminal, concretament Vendíà). El grup es divideix en la Fm de Canavelles a la base i la Fm de Cabrils a sostre. A la zona d'estudi no afloren els materials d'aquest grup.

4.1.2. El Grup de Jújols

Aquesta sèrie també va ser definida per Cavet (1957) a la localitat que porta el mateix nom, també al Conflent (el nom original en francès és *Jujols*), i el componen diferents formacions.

La part superior del grup de Jújols, prop del contacte amb les roques de l'Ordovicià superior, ha estat datada biostratigràficament al Cambrià terminal (Furongià) - Ordovicià inferior (Casas



Figura 4.1: Aspecte de la Fm d'Alins prop del poble de Soldeu, al sector d'Envalira.

i Palacios, 2012), així com a partir de zircons detrítics amb una edat màxima de sedimentació de 478 ± 5 Ma (Ordovicià inferior) (Margalef et al., 2014 i capítol 5 d'aquesta memòria). Fins a les datacions esmentades, es considerava que el grup de Jújols tenia una edat cambriana establerta per comparació amb les sèries fossilíferes de les àrees properes (Cavet, 1957; Laumonier, 2004).

A Andorra les roques més antigues corresponen al Grup de Jújols (Hartevelt, 1970; Casas et al., 2002; Clariana, 2008b). A la zona estudiada, les roques pre Ordovicià superior corresponen a la Formació d'Alins (Cambrià inferior) i a la Formació de Jújols o Formació Seo de Hartevelt (1970) (Cambroordovicià).

La Fm d'Alins està formada per una alternança centimètrica de pissarres fosques i gresos clars. S'hi poden trobar intercalats nivells centimètrics de quarzites, com prop del poble de Soldeu (Figs. 4.1 i 4.2) i nivells també centimètrics de calcàries. Segons Laumonier et al. (2004), aquesta formació és equivalent a la part superior de la Fm d'Évol definida al Pirineu oriental. A la zona estudiada, aquesta formació està limitada per contactes mecànics i no se'n coneix la potència ni el tram de sèrie que aflora. Només aflora a la meitat nord del sector d'Envalira.

La Fm de Jújols està formada per una alternança centimètrica de pissarres fosques i gresos de gra molt fi blanquinosos, molt monòtona, amb una tonalitat blavosa (Fig. 4.3). A la part superior s'hi troben capes de fins a 50 cm de quarzita, com en el cas de la carretera de la Moixella, a la del poble de Pal o a la del Port d'Envalira (Figs. 4.4 i 4.5). A l'anticlinal de la Massana aquesta formació és més pissarrosa i, a més de quarzites, també s'hi pot trobar algun nivell de calcàries de gruix decimètric (Figs. 4.6 i 4.7). Aquesta formació aflora als nuclis del dom de la Rabassa, de l'anticlinal de la Massana i a la meitat sud del sector d'Envalira.

La semblança entre aquestes dues formacions pot portar fàcilment a confondre-les, en especial quan no aflora la formació carbonàtica que les separa, la Fm de Vallcebolera. Normalment, la Fm d'Alins presenta un aspecte en general més pissarrós i amb uns nivells quarzítics més ben desenvolupats. Segons Robardet (1994, 2002), es tracta de dipòsits de plataforma externa o de talús.

En aquest treball es descriuen per primera vegada roques volcàniques dins la Fm de Jújols

Figura 4.2: Quarsites de la Fm d'Alins prop del poble de Soldeu, al sector d'Envalira.

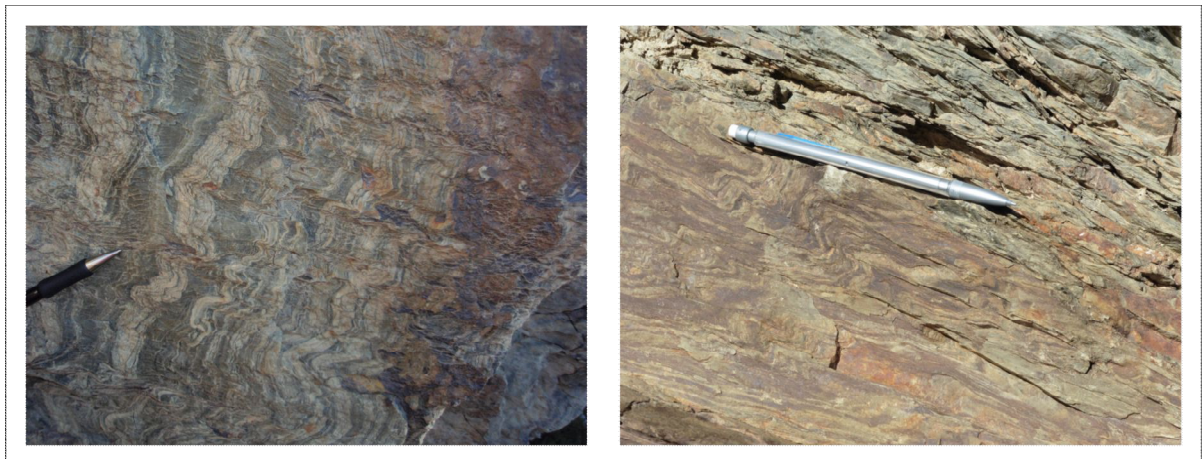


Figura 4.3: Aspecte de la Fm de Jújols a la carretera de la Moixella, al dom de la Rabassa.

Figura 4.4: Capa de quarsites plegades del sostre de la Fm de Jújols a la carretera de Pal, a l'anticlinal de la Massana.





Figura 4.5: Quarzsites plegades de la Fm de Júpols a la carretera del port d'Envalira.



Figura 4.6: Aspecte de la Fm de Júpols prop de Canillo, a l'anticlinal de la Massana.

en tres punts diferents: a la carretera de la Rabassa, a la pujada cap al Pic Negre, i a la pujada del Bony de les Neres, tot i que no es descarta que se'n puguin trobar més. Aquestes roques seran descrites en l'apartat 4.5.

4.2. L'Ordovicià superior

Per a descriure l'Ordovicià superior s'utilitzaran les formacions definides per Hartevelt (1970) amb les diverses variacions observades en els diferents sectors geogràfics.



Figura 4.7: Detall de l'alternança de pissarres i gresos blanquinosos de la Fm de Jújols, a prop del poble de Pal, a l'anticlinal de la Massana.

4.2.1. Dom de la Rabassa

Al dom de la Rabassa, l'Ordovicià superior aflora de manera contínua entre la discordança per damunt dels materials cambroordovicians i les pissarres del Silurià. Aquesta discordança no s'ha observat directament a Andorra, però ha estat documentada a partir de dades estructurals (Santanach, 1972b; Muñoz i Casas, 1996; Casas i Fernández, 2007) i estratigràfiques (Laumonier, 1988) en àrees properes. La Fm conglomerats de la Rabassa s'hi troba ben representada i ha pogut ser cartografiada en tots els flancs. La Fm de Cava assoleix un desenvolupament important al dom de la Rabassa, mentre que la Fm d'Ansovell en general és poc potent. La Fm d'Estana només s'ha trobat localment al sud est de Llumeneres amb un gruix de poc més de 30 cm, aquest fet fa que moltes vegades sigui difícil marcar un límit clar entre les Fms de Cava i d'Ansovell. Finalment, la Fm quarsita de Bar forma una important capa guia cartografiable també en tots els flancs del dom excepte al sector est. S'ha aixecat una columna estratigràfica a la carretera de la Moixella, on s'hi pot observar gairebé tota la sèrie de l'Ordovicià superior excepte el sostre de la Fm quarsita de Bar. La columna es mostra en la figura 4.8.

Formació conglomerats de la Rabassa

Els conglomerats estan formats per còdols de mida variable, que arriben a mesurar fins a 15 cm pel costat llarg, i en general segueixen una tendència granodecreixent. Els còdols són principalment de quars, sobretot a la base, però a mesura que pugem en la sèrie apareixen còdols d'esquist i pissarra, alguns provinents de la Formació de Jújols, amb el bandat característic; fins a igualar la proporció de còdols de quars respecte als de pissarres i esquists. Els còdols estan deformats i defineixen la foliació dominant, i normalment tenen una forma poc allargada seguint aquesta mateixa direcció. La matriu està formada de fil·lites gris fosc, i la seva proporció dins el conglomerat va disminuint a mesura que pugem en la sèrie: a la base els conglomerats són clarament *matrix-supported* mentre que al sostre la proporció de còdols arriba a ser del 60 % (Fig. 4.9). En la zona on s'ha aixecat la columna estratigràfica aquesta formació té una potència d'uns 18 metres, tot i que Hartevelt (1970) reporta gruixos de fins a 100 metres al sud del dom de la Rabassa. El límit superior d'aquesta formació és transicional

4.2. L'Ordovicià superior

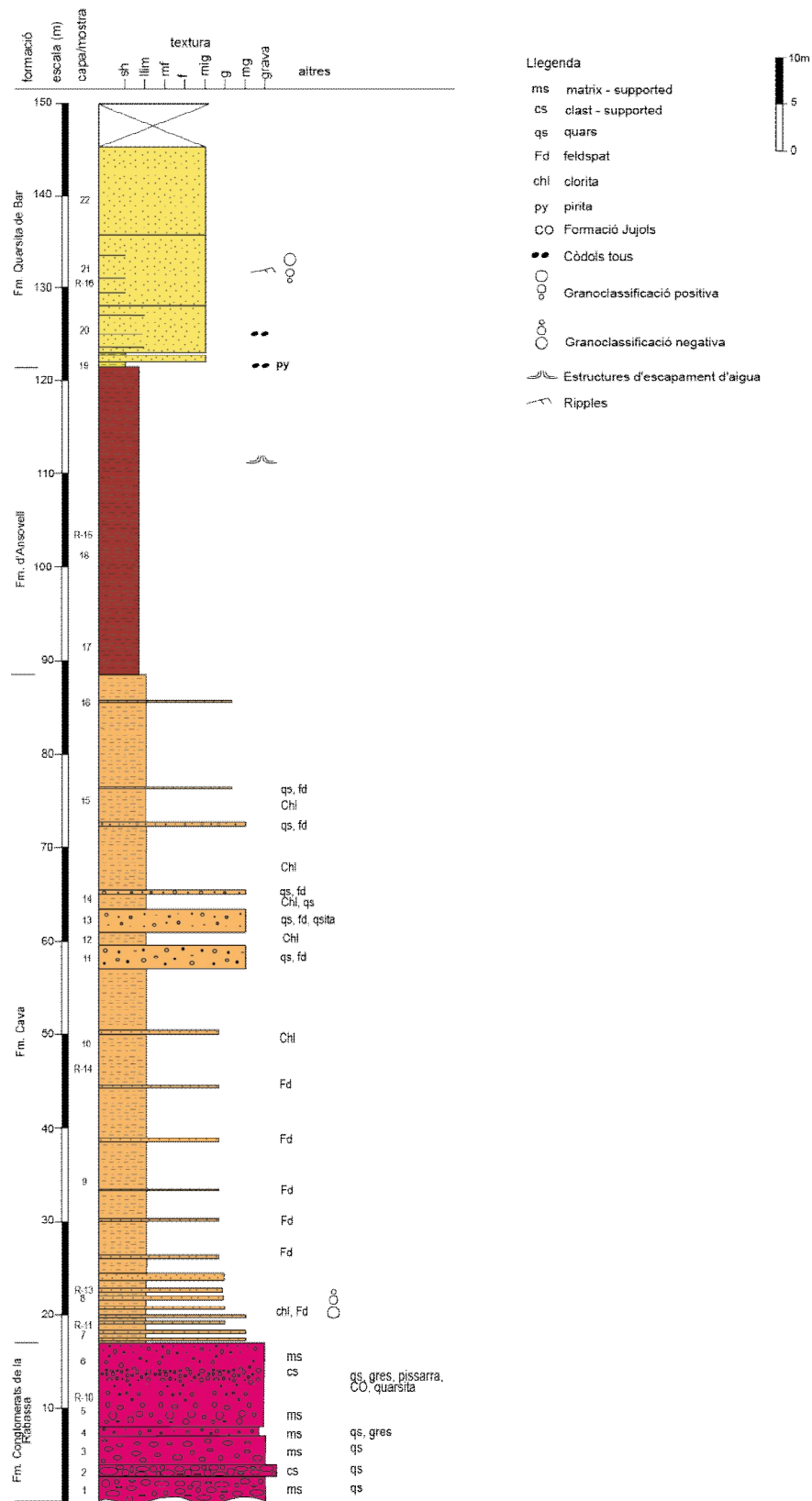


Figura 4.8: Columna estratigràfica de l'Ordovicià superior de la Moixella.

cap als nivells de microconglomerats més fins de la Fm de Cava. Tot i ser azoica, s'atribueix aquesta formació al Caradocià a causa de la seva posició estratigràfica (Hartevelt, 1970).



Figura 4.9: Aspecte dels conglomerats de la Fm Conglomerats de la Rabassa a la carretera de la Moixella i prop de la collada de Pimes.

Formació de Cava

La formació de Cava es pot considerar com una seqüència detrítica granodecreixent, i s'inicia amb una alternança decimètrica de nivells de microconglomerats, gresos grollers i pissarres. A la base, les capes de microconglomerats són més gruixudes i abundants, amb còdols que tenen mides màximes de 0'4 cm. Els microconglomerats estan formats per còdols de quars i feldspat, angulosos i mal seleccionats, i la matriu és de pissarra. Els gresos són grollers, i tenen grans de quars, feldspat i clorita. A mesura que pugem en la sèrie els microconglomerats desapareixen i els gresos més fins i les pissarres van guanyant importància. En general, aquesta formació presenta unes coloracions verdes o vermell-liloses característiques, i s'hi poden observar diverses estructures sedimentàries (estratificacions paral·lela, creuada i convoluta, entre d'altres). També s'hi poden observar intercalacions de roques volcàniques que seran descrites en l'apartat 4.5. En la zona estudiada no s'han pogut diferenciar els quatre membres definits per Hartevelt (1970), tot i que la seqüència descrita en la columna de la Moixella fa pensar en la presència dels tres primers membres (grauvaques, pissarres vermelles i verdes i llims). Aquesta formació va ser datada per Spjeldnaes (a Hartevelt (1970)) al Caradocià superior, tot i que datacions més recents en àrees properes li donen una edat Caradocià terminal - Ashgil·lià (Gil-Peña et al., 2004).

Formació d'Estana

Com ja s'ha dit, la Fm d'Estana aflora molt localment al dom de la Rabassa, concretament s'ha pogut observar al camí que va de Llumeneres cap a la carretera de la Rabassa. Es tracta d'una capa de poc més de 30 cm formada de pissarres i margues de color marró vermellós i que presenta nombrosos forats centimètrics, producte de la dissolució de restes fòssils. També es

4.2. L'Ordovicià superior

troba al nord del poble d'Argolell amb unes característiques idèntiques a les anteriors (Fig. 4.10). Aquesta formació ha estat datada a partir de conodonts a la vall del Freser a l'Ashgil·lià mitjà per Sanz-López i Sarmiento (1995), anteriorment Harteveldt (1970) l'havia datat al Caradocià superior - Ashgil·lià inferior.



Figura 4.10: Margues vermelloses de la Fm d'Estana a prop del poble d'Argolell.

Formació d'Ansovell

La Fm d'Ansovell està formada per pissarres negres i grises homogènies en les que ha estat molt difícil distingir-hi l'estratificació. Localment pot presentar passades de gresos molt fins amb poca continuïtat lateral, i és habitual trobar-hi mineralitzacions de pirita i pàtines de minerals ferruginosos. Al sostre hi poden aparèixer passades de quarsites. Es diferencien de les pissarres del Silurià ja que les de la Fm d'Ansovell són més compactes i no són carbonoses. Tot i això, en certs punts amb afloraments aïllats, pot ser difícil diferenciar unes pissarres de les altres (Fig. 4.11). Dins el dom de la Rabassa aquesta formació té una potència més o menys regular, que a la columna de la Moixella s'ha calculat en uns 35 metres. Només desapareix localment al nord del poble d'Argolell, on en alguns punts la Fm d'Estana està en contacte concordant amb la Fm Quarsita de Bar. Es tracta d'una formació azoica.

Formació quarsita de Bar

Es tracta d'una quarsita de gra mig, formada per grans arrodonits, en general de color gris fosc en superfície i de colors variables, entre beige i negre en tall fresc. Presenta diverses estructures sedimentàries de les quals destaquen els ripples formats al sostre d'aquesta capa

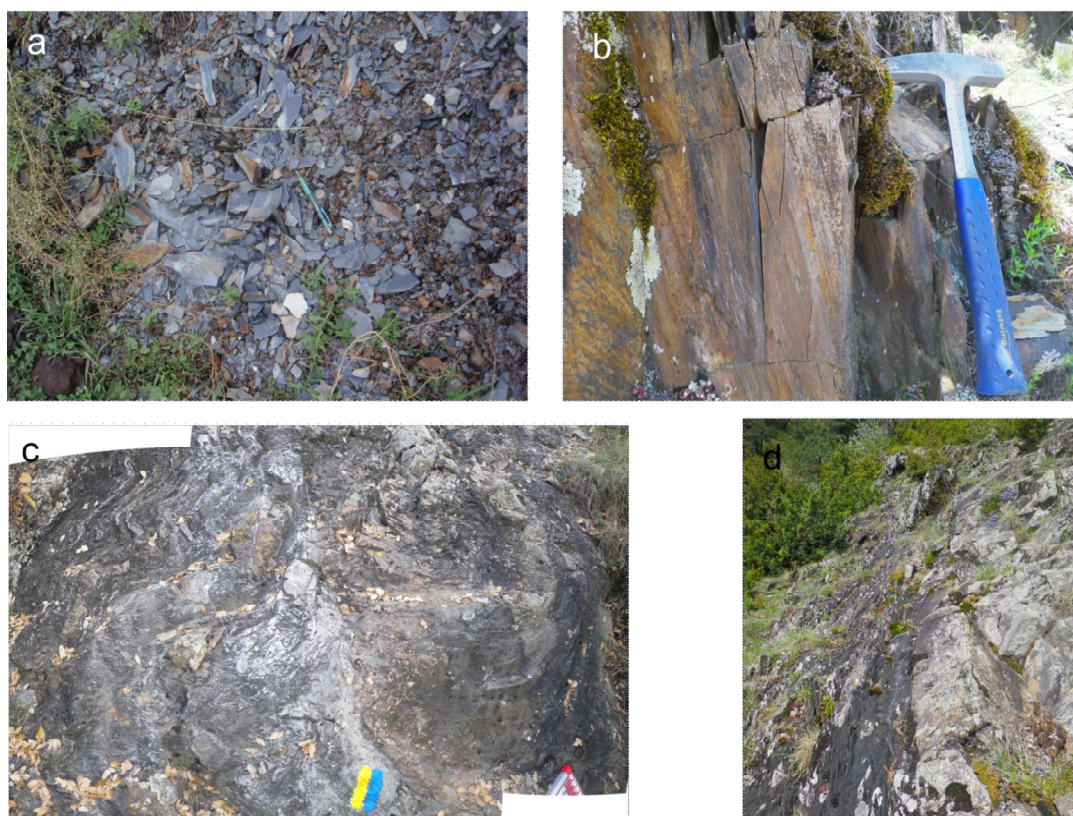


Figura 4.11: Aspecte de les pissarres d'Ansovell en diferents punts de la zona estudiada: a, a les pistes d'esquí de fons de la Rabassa; b, prop del poble d'Escàs; c, a Argolell i d, en contacte amb la quarsita de Bar, prop del poble de Pal.

que ens indiquen la polaritat de la sèrie quan les pissarres d'Ansovell i del Silurià són absents o semblants (Fig. 4.12). És habitual trobar capes centimètriques de pissarres negres entre les diverses capes de quarsita. Aquesta formació té una potència variable d'entre 5 i 25 metres al sector del dom de la Rabassa. Aquesta formació ha estat atribuïda a l'Ashgill·lià per Hartevelt (1970).

Al nord de la població d'Argolell l'estratigrafia de l'Ordovicià superior presenta alguns canvis respecte a la de la resta del dom de la Rabassa. Cal tenir en compte que aquesta zona ha patit deformacions importants, ja que es troba en el tancament de l'anticlinal. La diferència principal és que en aquesta zona no s'ha reconegut la Fm d'Ansovell tal i com s'ha descrit a la resta de territori, i en diversos punts la Fm quarsita de Bar està directament en contacte amb una capa d'entre 10 i 20 cm de calcàries ocre i vermelloses que pertanyen a la Fm d'Estana (Fig. 4.13). D'altres vegades però, just per sota de la Fm quarsita de Bar apareix un conglomerat molt dur amb còdols arrodonits de quarsita de mida decimètrica i una matriu de pissarra molt compacta que en certs punts també inclou nivells discontinus de calcàries molt similars a les de la Formació d'Estana. S'ha interpretat aquesta última formació com a Fm d'Ansovell, que al nord d'Argolell es torna discontinua i pot arribar a desaparèixer. En els punt on aflora ho fa



Figura 4.12: Aspecte dels ripples del sostre de la Fm quarsita de Bar en diversos punts del dom de la Rabassa.

amb un aspecte molt més compacte i competent, amb fragments del que s'ha interpretat com a petits canvis laterals de fàcies cap a la Fm d'Estana intercalats dins les pissarres, donant un valor litostratigràfic i no pas cronostatigràfic a aquestes formacions. Aquestes intercalacions de nivells discontinus de calcàries i margues dins la Fm d'Ansovell ha resultat ser bastant comú a l'anticlinal de la Massana. No es descarta que aquesta formació d'Ansovell atípica correspongui a la Formació del riu d'Ars descrita per Poblet (1987).

Descripció de la columna de l'Ordovicià superior al dom de la Rabassa, de base a sostre.

1. Conglomerats *matrix-supported*, amb còdols de quars poc arrodonits i poc allargats. La mida dels còdols varia entre mides de 5x10 cm, 7x7 cm, etc. i d'altres de mides inferiors. No estan organitzats ni orientats. Matriu de fil·lita gris - negre. Potència: 2,5 m.
2. Conglomerats *clast supported* amb còdols de quars allargats, amb mides d'entre 12x4 cm, 11x3 cm, etc. amb orientació preferent seguint la foliació i sense organització. Potència: 1,5 m.



Figura 4.13: Contacte entre les margues de la Fm d'Estana i la Fm quarrita de Bar, prop del poble d'Argolell.

3. Conglomerats *matrix supported* amb còdols de quars de mida inferior als anteriors (6x3 cm, 5x2 cm...) Allargats, orientats segons la foliació i sense organització interna. Matriu de fil·lita gris - negra. Potència: 3 m.
4. Conglomerats *matrix supported* amb còdols de quars molt poc allargats, amb mides compreses entre 1,5x2 cm, 0,5x0,5 cm... i còdols d'esquist i pissarres en menor proporció. Proporció de còdols: 30-40 %. Potència: 1 m.
5. Conglomerats *clast-supported* amb còdols de quars, quarrita, esquist i pissarra. Proporció de còdols: 40 %. Hi ha còdols de quars molt petits, els còdols de pissarra són allargats. Mides: 6x4 cm, 2,5x2 cm, 0,8x0,8 cm...(Figs. 4.14 i 4.15).

Hi ha còdols de la formació de Jújols. A mesura que pugem en la sèrie, la proporció de còdols de quars es va igualant a la de còdols d'esquists i pissarres. A més, la mida de gra disminueix. A la part superior d'aquest tram, la proporció de còdols és de fins al 60 %. Potència: 6 m.

6. Conglomerats idèntics als anteriors, però amb un augment en la proporció de còdols de quars i una disminució de la mida i de la proporció còdols/matriu. Potència: 3 m.
7. Alternança decimètrica de capes de fil·lites i pissarres negres, microconglomerats de quars i feldspat i gresos grollers amb clorita. A la base, les capes de microconglomerats són més gruixudes i més abundants, amb còdols que tenen mides màximes de 0'4 cm (Fig. 4.16). Els microconglomerats tenen còdols de quars i feldspat, angulosos i mal seleccionats, i la



Figura 4.14: Aspecte dels materials de la Fm conglomerats de la Rabassa.



Figura 4.15: Detalls dels còdols de la Fm de Jújols dins els conglomerats de la Rabassa.

matriu és de fil·lita i pissarra. Els gresos són grollers, i tenen grans de quars, feldspat i clorita, amb aspecte motejat. Potència: 5,5 m (Fig. 4.17).

8. Alternança decimètrica de gresos grollers i fil·lites, com en el grup anterior i sense microconglomerats. Potència: 2 m.
9. Fil·lites amb alternances centimètriques de gresos grollers amb grans cristalls de feldspat. Hi ha poca quantitat de gresos. Potència: 24 m.
10. Fil·lites amb clorita. Entremig hi ha una capa d'uns 70 cm (lenticular?) de gres groller amb molt quars. Potència: 9 m.
11. Microconglomerat amb còdols de quars i feldspat. Potència: 2,5 m.
12. Fil·lites amb clorita. Potència 1,5 m.
13. Microconglomerats amb còdols de quars, quarsita i feldspat. Potència: 2,5 m (Fig. 4.18).

Figura 4.16: Alternança de microconglomerats i fil·lites negres a la base de la Formació de Cava.

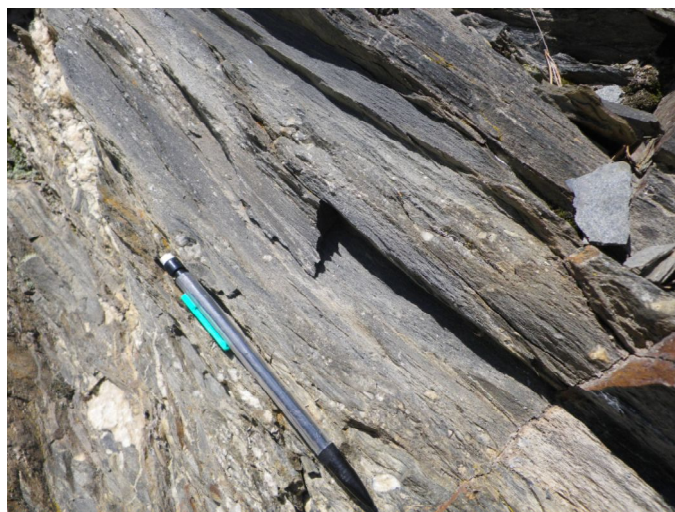


Figura 4.17: Microconglomerats de quars a la base de la Fm de Cava.



14. Fil·lites amb clorita i quars. Al sostre hi ha una petita capa de microconglomerat amb còdols molt dispersos. Potència: 2 m.
15. Fil·lites i fil·lites amb clorita. Hi ha alguna passada puntual i prima de microconglomerats amb còdols de quars i feldspat. Potència: 17 m.
16. Fil·lites. Potència: 6 m.
17. Fil·lites verdoses amb una pàtina verd i vermella. Potència: 13 m.
18. Fil·lites grises i pissarres amb concrecions ferruginoses i estructures d'escapament d'aigua. Aquesta capa inclou lenticions de gresos grollers de menys de 30 cm de potència. Potència: 20 m.
19. Fil·lites grises amb alguna capa de pissarres negres amb cristalls de pirita alterats. En les fil·lites hi ha estructures concèntriques i còdols tous. Potència: 50 cm (Fig. 4.19).
20. Quarsita amb intercalacions de fil·lites i pissarres. Les fil·lites tenen potències d'entre 20



Figura 4.18: Alternança de microconglomerats i fil·lites de la Fm de Cava.

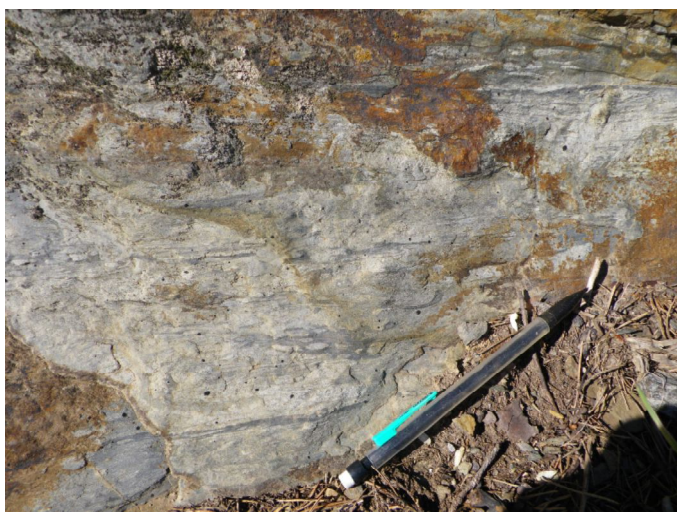


Figura 4.19: Còdols tous en les fil·lites.

i 30 cm i contenen grans allargats. Les quarsites contenen còdols tous de fins a 10 cm de llarg. Potència: 5 m.

21. Quarsita massiva amb intercalacions de pissarres. Hi ha ripples. Hi ha una augment de la mida de gra, fins una capa d'uns 40 cm amb molts còdols tous i un mineral blanc i allargat (Fig. 4.20). Potència: 7,5 m.
22. Quarsita amb estratificació paral·lela. Potència: 20 m.

4.2.2. Anticlinal de la Massana

En treballs previs, l'Ordovicià superior de l'anticlinal de la Massana havia estat diferenciat només al marge sud (Harteveldt (1970) i treballs posteriors basats en aquest) o bé havia estat descrit dins de la Fm Massana de Van den Eeckhout (1986). En aquest treball s'ha considerat que en els materials de l'Ordovicià superior presents a l'anticlinal de la Massana s'hi reconeixen les formacions definides per Harteveldt (1970). En aquest cas però, la potència dels materials de l'Ordovicià superior és considerablement menor que al dom de la Rabassa, i les pissarres guanyen



Figura 4.20: Còdols tous dins les quarsites.

protagonisme als gresos i microconglomerats, de manera que en termes generals podem afirmar que la sèrie de l'Ordovicià superior a Andorra es fa grano i estratodecreixent en direcció nord. Un altre factor a tenir en compte és que la sèrie no es troba mai completa a causa dels contactes mecànics que limiten l'anticlinal de la Massana a nord i a sud, per aquesta raó es fa difícil establir una potència real de tota la sèrie, tot i que es pot intuir a partir d'observacions de diverses parts incompletes de la sèrie. Amb aquestes dades s'han reconstruït tres columnes estratigràfiques a l'estació d'esquí de Pal, a la carretera de Pal i prop del poble d'Escàs (Fig. 4.21).

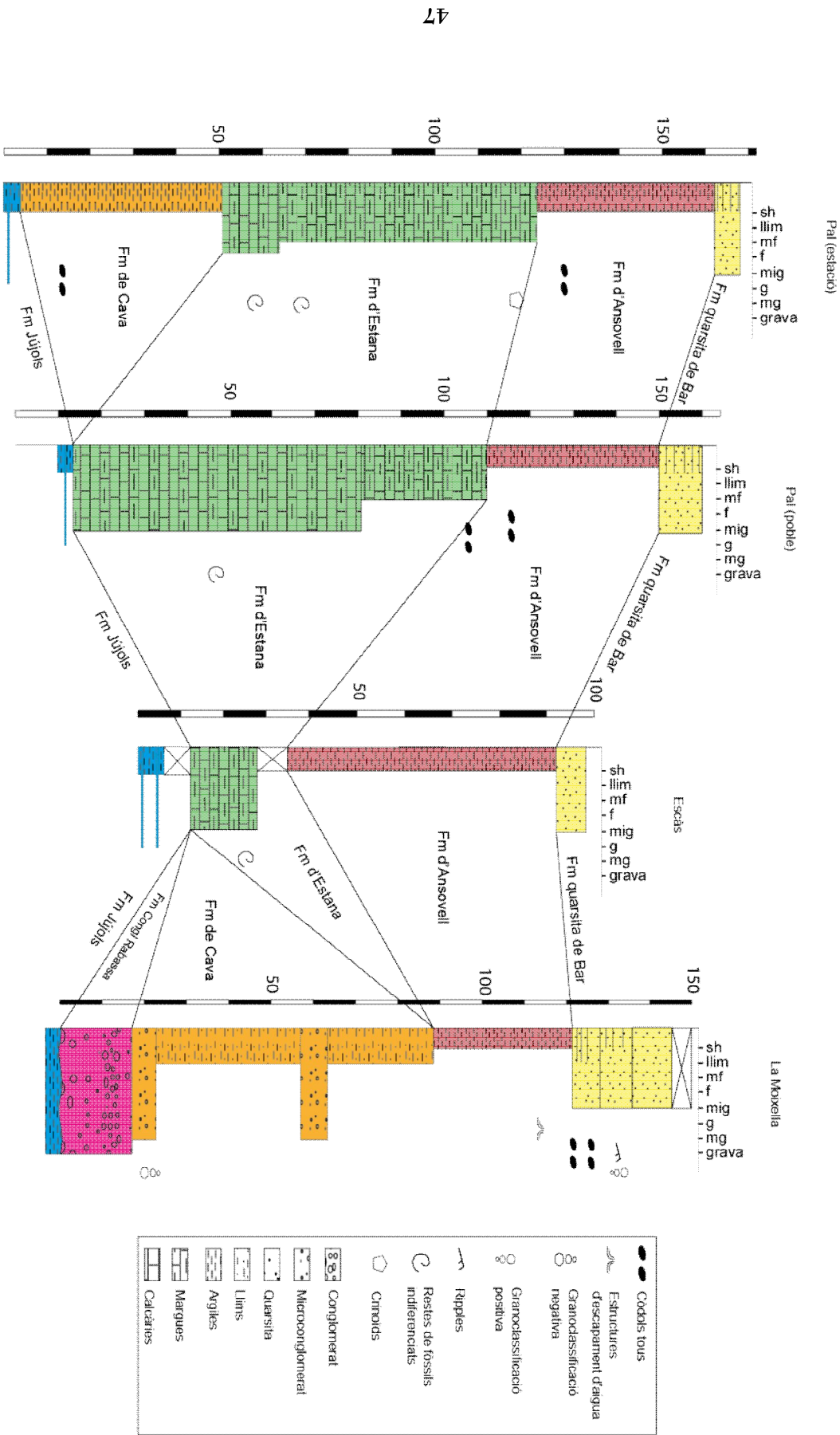


Figura 4.21: Paula de correlació de les columnes estratigràfiques simplifiades de l'Ordovicià superior a l'estació d'esquí de Pal, a la carretera entre Pal i Xixerella, al poble d'Escàs i a la carretera de la Moixella. Situació de les columnes a la fig. 3.1

Formació conglomerats de la Rabassa

Els conglomerats de la Rabassa afloren localment al coll de Gomà, prop de la collada de l'Estall; a la carretera d'Anyós, a la collada de Montaner i al port de Cabús. De tots aquests, l'únic aflorament on es pot observar la formació completa, amb els contactes normals a base i a sostre, és al port de Cabús. D'altra banda, s'han observat contactes normals entre la Fm de Jújols i la Fm de Cava, fet que fa pensar que a l'anticlinal de la Massana, la Fm conglomerats de la Rabassa s'hi presenta de manera discontinua. Al port de Cabús els conglomerats són *clast supported*, amb còdols de quars i quarsita de fins a 15 cm de diàmetre màxim, allargats en la direcció de la foliació dominant, i no sempre ben arrodonits. Aquests conglomerats són granodecreixents i al sostre es converteixen en microconglomerats, i tenen una potència d'uns 5 metres (Fig. 4.22).



Figura 4.22: Aspecte dels conglomerats de la Rabassa al port de Cabús.

Formació de Cava

La formació de Cava és idèntica a la descrita al dom de la Rabassa, amb microconglomerats a la base i una sèrie més potent de gresos grisos, verdosos i vermellorsos i pissarres gris verdoses i vermellores amb nivells discontinus d'argiles vermelles (Fig. 4.23). Al port de Cabús s'ha observat un nivell de quarsites negres al sostre d'aquesta formació. La principal diferència que mostra la Fm de Cava a l'anticlinal de la Massana respecte al dom de la Rabassa és una disminució important de la seva potència, que sol ser d'entre 50 i 90 metres, fins al punt que en alguns sectors arriba a desaparèixer.

Formació d'Estana

La Fm d'Estana es troba ben desenvolupada sobretot al sector oest del flanc nord de l'anticlinal de la Massana. Es tracta de pissarres grises i margues i calcàries grises, beige o vermellores en superfície i grises en tall fresc. Presenta abundants forats centimètrics fruit de la dissolució de fòssils, i prop del poble de Pal s'observen algunes restes de braquiòpodes (Fig. 4.24). En els punts on s'ha pogut observar, el seu límit superior és transicional cap a la Fm d'Ansovell.



Figura 4.23: Aspecte dels gresos i argiles de la Fm de Cava en diferents punts de l'àrea estudiada: a i b al riu Runer, al dom de la Rabassa; c prop del pic de Setúria; i d a la carretera de Pal, a l'anticlinal de la Massana.

Formació d'Ansovell

Les pissarres de la Fm d'Ansovell són molt similars a les que afloren al dom de la Rabassa. Són pissarres negres i grises monòtones, sense capes guia per poder identificar l'estratificació, i en les que és habitual trobar-hi mineralitzacions de pirita alterada a limonita i pàtines d'alteració vermelloses. Una característica de la Fm d'Ansovell en aquest sector és la presència de nivells discontinus de mida decimètrica o fins i tot mètrica de calcàries grises, rogenques en superfície, intercalats dins les pissarres monòtones (Fig. 4.25). Aquest fet s'ha observat també al nord d'Argolell, al dom de la Rabassa. La Fm d'Ansovell a l'anticlinal de la Massana guanya terreny a la Fm de Cava, és a dir que tot i que en general la potència de l'Ordovicià superior disminueix considerablement cap al nord, la Fm d'Ansovell manté o fins i tot augmenta la seva potència.

Formació quarsita de Bar

La Fm quarsita de Bar es troba al sostre de la sèrie de l'Ordovicià superior també a l'anticlinal de la Massana. En aquest cas, no hi ha variacions litològiques ni de potència respecte la quarsita observada al dom de la Rabassa (Fig. 4.26).



Figura 4.24: Aspecte dels materials de la Fm d'Estana a l'estació d'esquí de Pal, on s'observen els forats fruit de la dissolució de fòssils.



Figura 4.25: Nivells discontinus de calcàries vermelles inclosos dins les pissarres de la Fm d'Ansovell en diferents punts de l'anticlinal de la Massana.

4.2.3. Sector d'Envalira

S'ha anomenat sector d'Envalira a la zona que engloba el domini esquiable de Soldeu, Grau Roig, Pas de la Casa i el voltant del pic del Maià, fins a la frontera amb França. El límit sud ve definit pel contacte amb el plutó d'Andorra - Montlluís. Aquest sector està format pràcticament en la seva totalitat per roques del Cambroordovicià, concretament pels materials



Figura 4.26: Aflorament de la Fm quarsita de Bar a les pistes d'esquí de Pal.

de la Fm d'Alins i la Fm de Jújols, amb el bandat característic de pissarres fosques i gresos de gra fi blanquinosos; i on també s'hi han observat algunes capes centimètriques de quarsita (Figs. 4.1, 4.2 i 4.5). Els materials de l'Ordovicià superior afloren només puntualment a l'oest de la collada d'Enradort i al voltant del coll Blanc, a Grau Roig. En aquesta última zona s'hi pot distingir clarament els dos nivells guia que són els conglomerats de la Fm conglomerats de la Rabassa i la quarsita de la Fm quarsita de Bar. En el cas dels conglomerats, aquests estan formats per còdols de quars i quarsita allargats, de fins a 20cm de diàmetre, *matrix supported* (Fig. 4.27). Les quarsites de la Fm quarsita de Bar presenten ripples a sostre que han permès determinar la polaritat de la sèrie en els punts on les roques de la Fm de Jújols eren similars a les de la Fm d'Ansovell. Entre els materials d'aquestes dues formacions hi ha pissarres grises amb les característiques intercalacions decimètriques de calcàries vermelles que s'han assignat a la Fm d'Ansovell.

4.3. El Silurià

A les roques que pertanyen al Silurià se'ls ha mantingut tradicionalment aquesta denominació cronostatigràfica enlloc de les denominacions litostratigràfiques que reben la resta de roques, definides en formacions. Aquest fet es deu a dos motius: el primer és que aquesta unitat litostratigràfica comprèn gairebé tot el període Silurià, tot i que la part més alta té una edat devoniana inferior, i el segon és que no presenta variacions litològiques locals al llarg del Pirineu. Es tracta de pissarres ampelítiques negres o gris fosc, generalment grafitoses, fissils i



Figura 4.27: Aspecte dels conglomerats de la Fm conglomerats de la Rabassa a les pistes d'esquí de Grau Roig.

que acostumen a tacar els dits (Fig. 4.28). També hi podem trobar pissarres gris clar, en aquest cas no taquen els dits i es poden arribar a confondre amb les pissarres de la Fm d'Ansovell. És habitual trobar-hi mineralitzacions de pirita i calcopirita i precipitacions de sulfats que donen coloracions groguenques o vermelloses a la roca (Fig. 4.29). A la part superior de la sèrie és habitual trobar-hi capes de calcàries negres intercalades, on s'hi poden trobar restes de crinoïdeus i ortoceràtids, com és el cas del port de Cabús (Fig. 4.30). A la resta de zona estudiada no s'hi han trobat fòssils. Sanz-López (2004) dóna una edat des del Llandoveryà mitjà fins al Lochkovian inferior (Devonià inferior) per aquestes roques, tot i que la base del Silurià no ha estat reconeguda. Valenzuela (2002) proposa una edat Llandoveryà superior - Devonià inferior a la zona de Bellver de Cerdanya.

A causa del seu caràcter plàstic, aquestes pissarres actuen com a nivell de desenganxament de diverses estructures tectòniques. Aquest fet, juntament amb l'elevada deformació i l'absència de nivells guia, fa que sigui molt difícil establir una potència per aquesta sèrie, tot i que Poblet (1991) proposa uns 110 metres en un sector poc deformat de l'anticlinal de la Massana. A la zona d'estudi, el Silurià es presenta en forma de franges longitudinals delimitades per contactes mecànics que el posen en contacte amb les roques infra i suprajacents (Fig. 4.31).

4.4. El Devonià

En la zona d'estudi, els materials devonians afloren principalment a l'extrem est del sinclinal de Llavorsí, que inclou l'àrea que separa el dom de la Rabassa de l'anticlinal de



Figura 4.28: Aspecte típic de les pissarres del Silurià, prop del Mas d'Alins.



Figura 4.29: A la fotografia de l'esquerra s'hi poden observar mineralitzacions de pirita i calcopirita, a la de la dreta hi ha precipitacions de sulfats que donen un color groc a la roca. Totes dues fotografies estan preses a la carretera de Pal.

la Massana. També afloren al sector de Claror - Prat Primer, al marge sud dels Cortals d'Encamp i en franges aïllades al sector d'Envalira. Tot i això, els afloraments de Devonian són normalment discontinus, de manera que no s'ha pogut observar una sèrie completa en cap punt. Les descripcions de les formacions estan fetes a partir d'afloraments puntuals i de la correlació amb treballs anteriors. Els contactes entre elles s'han pogut distingir en comptades ocasions, i la potència s'ha determinat a partir dels talls geològics. Els afloraments són especialment escassos al sector de l'obaga d'Andorra entre Sant Julià de Lòria i Santa Coloma. Els materials devonians del sud d'Andorra pertanyen al domini de Sierra Negra definit per Sanz-López (2002) a partir dels treballs de Mey (1967) i Boersma (1973). Aquest domini inclou les següents formacions:



Figura 4.30: A les calcàries del Lochkovia, que ja pertanyen al Devonian inferior tot i que habitualment es cartografien com a Silurià, s'hi poden trobar abundants restes de crinòideus (a), ortoceràtids (b) i alguns braquiòpodes (c).

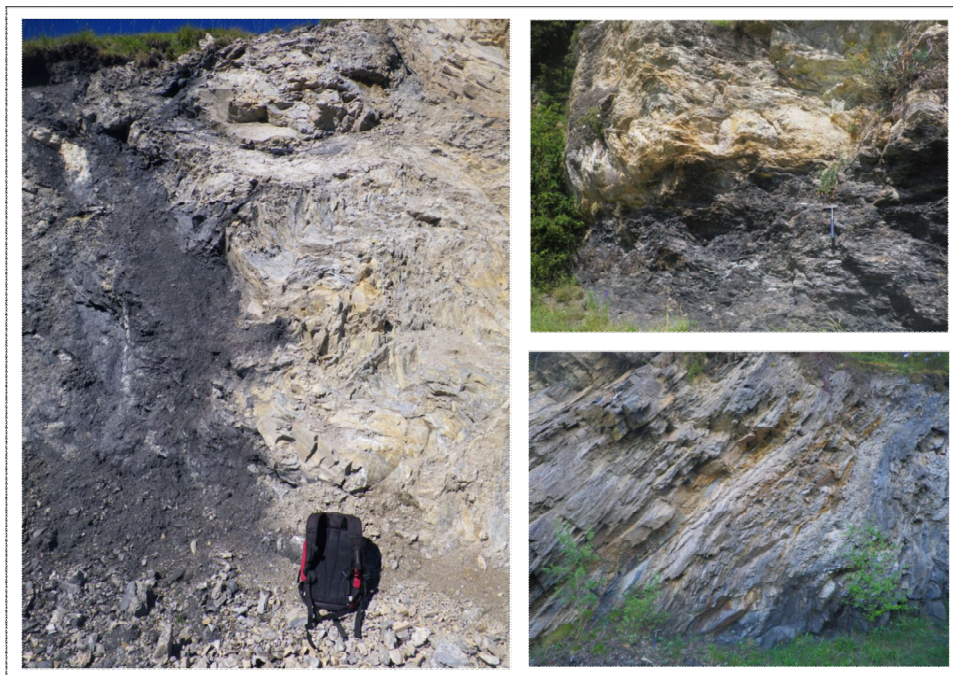


Figura 4.31: Aspecte de les pissarres del Silurià en contacte mecànic amb els materials adjacents.

Fm de Rueda

Fm de Castanesa

Fm de Fonchanina

Fm de Manyanet

Fm de Civís

Tanmateix, val a dir que en l'àrea estudiada, en termes generals, la Fm de Manyanet reposa en contacte normal sobre la Fm de Castanesa, de manera que la Fm de Fonchanina no hi apareix, com ja anunciaven Hartevelt (1970) i Poblet (1991). L'única excepció poden ser unes pissarres grises que s'han identificat a la carretera del coll de la Botella i que es troben entre la Fm de Castanesa i la Fm de Manyanet. De totes maneres, i si considerem que al sector nord tampoc s'ha identificat aquesta formació, no es pot afirmar rotundament que aquestes pissarres pertanyin a la Fm de Fonchanina. És per aquesta raó que la citada formació no ha estat descrita en aquest treball.

4.4.1. Formació de Rueda

Es tracta d'una sèrie formada per capes de centimètriques a decimètriques de calcàries sorrenques *mudstone* - *wackestone*, pissarres sorrenques i pissarres carbonàtiques. En superfície presenten coloracions ocres i marronoses característiques, i en tall fresc tant les calcàries com les pissarres mostren tonalitats més grises. Una altra característica distintiva és la gran quantitat de crinoïdeus que presenten les calcàries d'aquesta formació. També s'han trobat restes d'ortoceràtids al sud de la Rabassa (Fig. 4.32). A la base de la formació és habitual trobar-hi mineralitzacions de pirita i pirrotina. L'edat d'aquesta formació s'ha establert en àrees pròximes en Lockovian mitjà - Praguian inferior (Sanz-López, 2002; Valenzuela, 2002; Sanz-López, 2004; Clariana, 2008b).

4.4.2. Formació de Castanesa

La Fm de Castanesa està formada per calcàries massives *mudstone* de color gris fosc, amb algunes passades d'argiles o pissarres intercalades. A la zona estudiada s'hi han identificat restes de crinoïdeus, i també és habitual trobar-hi abundants venes de calcita recristal·litzada. En general dóna ressaltos importants en el paisatge que serveixen de capa guia (Fig. 4.33). Aquesta formació ha estat datada amb una edat Praguian - Emsian inferior a partir de conodonts (Sanz-López, 2002; Valenzuela, 2002; Sanz-López, 2004). Segons aquest últim autor, aquesta formació respon a la sedimentació en un ambient de rampa carbonàtica.

4.4.3. Formació de Manyanet

La Fm de Manyanet (Fm *griotte* de Mañanet a l'original) comprèn una successió de calcàries grises *mudstone* originàriament nodulars amb intercalacions decimètriques de calcàries margoses i argiles de coloracions rogenques o verdoses. A la zona estudiada s'hi han identificat restes de crinoïdeus i abundants tentaculits. Una de les característiques de la Fm de Manyanet a la zona estudiada és que, en general, les calcàries es troben recristal·litzades, de manera que el que observem és una alternança de marbres gris-blanquinosos i calcàries margoses i argiles verdoses, vermelloses o liles. Els marbres producte de la recristal·lització són molt més durs que les margues i les argiles, aquest fet provoca una erosió diferencial entre uns materials i els altres que donen un aspecte molt peculiar a aquesta formació (Calcàries *sandwich* de Mey

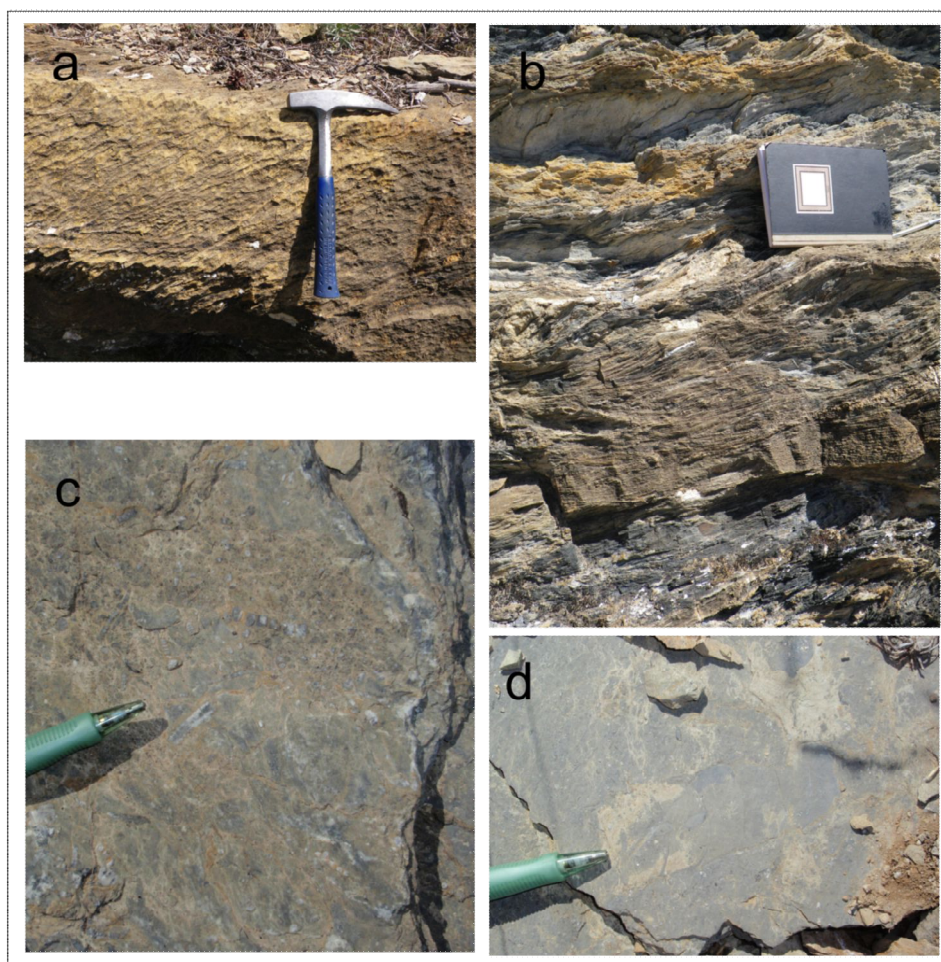


Figura 4.32: a : Aspecte de les calcàries ocrees en superfície de la Fm de Rueda al Mas d'Alins; b: alternança entre calcàries i pissarres a Rocafort; c i d: crinoïdeus i ortoceràtids al sud de la Rabassa.

(1967)). En aquests casos les calcàries perden totalment el seu aspecte de calcàries *griotte*, d'aquí l'omissió d'aquest terme en el nom de la formació (Fig. 4.34). García-López et al. (1990) i Sanz-López (2002) proposen una edat Emsià superior - Eifelià inferior per aquesta formació a partir de datacions realitzades amb conodonts.

4.4.4. Formació de Civís

La Fm de Civís consta d'una successió bastant monòtona de pissarres micàcies compactes de color marró o gris, a vegades verdós, amb intercalacions esporàdiques centimètriques i decimètriques de calcàries marronoses i gresos més o menys carbonàtics. Només quan apareixen aquestes últimes capes és possible observar-hi l'estratificació (Fig. 4.35). Segons García-Sansegundo (1992), aquesta formació és equivalent a la Fm Vilaller definida per ell mateix i que Sanz-López (2002) data en Eifelià inferior - Eifelià superior. Aquesta és la formació més recent que aflora a la zona estudiada i no se n'observa el sostre; per aquesta raó no se n'ha



Figura 4.33: Aspecte de les calcàries de la Fm de Castanesa.

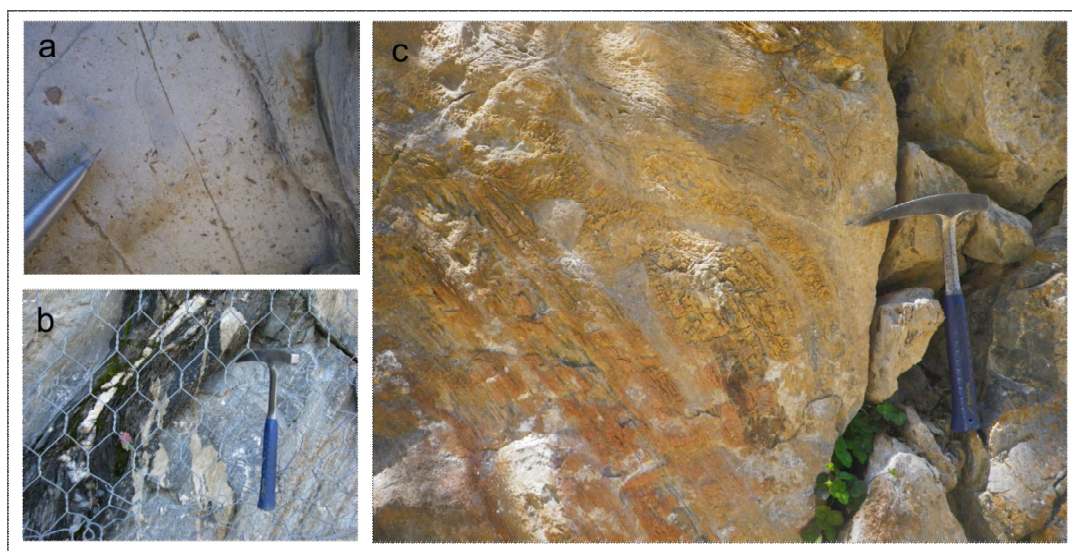


Figura 4.34: a: Tentaculits a la Fm de Manyanet; b: Calcàries recrystal·litzades de la Fm de Manyanet al camí de les Pardines; c: Aspecte nodular de les calcàries de la Fm de Manyanet.

pogut calcular la potència. Tot i això, Hartevelt (1970) n'estima una potència mínima d'uns 400 metres.

A la figura 4.36 es mostra una columna sintètica dels materials sedimentaris que afloren al sector d'estudi.

4.5. Les roques ígnies

La sèrie sedimentària descrita anteriorment queda tallada per diversos cossos ignis de diverses naturaleses. Tot i que l'estudi d'aquests materials queda fora dels objectius de la tesi, se'n farà una breu descripció ja que la seva existència provoca un metamorfisme de contacte en les

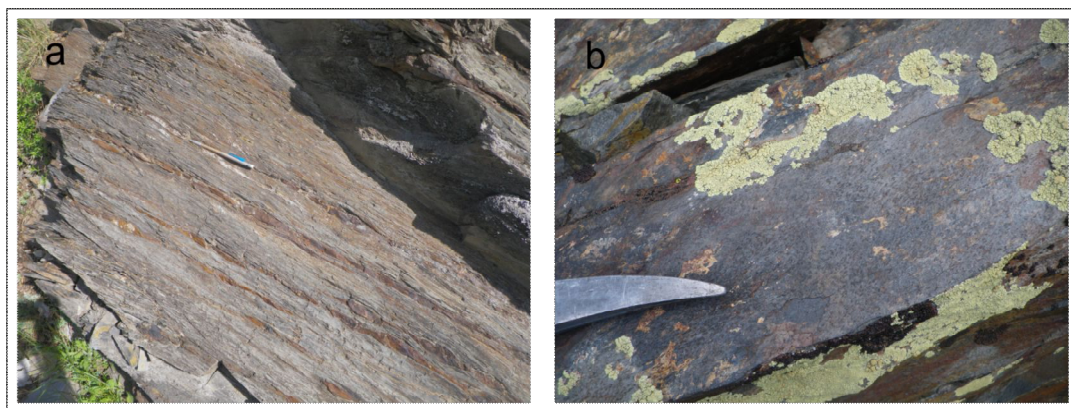


Figura 4.35: Aspecte de les pissarres grises de la Fm de Civís; a: serra del Teix; b: pissarra pigallada prop del refugi de Claror.

roques sedimentàries adjacents. D'altra banda, aquestes roques tenen una gran rellevància a l'hora de desxifrar l'estructura i la història geològica dels Pirineus. Les roques ígnies que afloren a Andorra es poden subdividir en tres grans grups segons el seu origen i edat:

- Els **ortogneissos del Massís de l'Hospitalet**, d'edat Ordovicià inferior - mitjà (472 ± 2 Ma, 470 ± 6 Ma segons Denèle et al. (2009a), 475 Ma segons Jäger i Zwart (1968)) afloren al sector nordoriental del Principat i queden, per tant, fora de l'àrea d'estudi. Es tracta de gneissos ocellars que intrueixen la part inferior de la sèrie prevarisca (Fm de Canavelles al massís del Canigó i grup d'Evol als massissos d'Aston-Hospitalet) (Laumonier et al., 2004; Cocherie et al., 2005). Aquest tipus de gneissos són habituals al sector oriental del Pirineu i, a més dels massissos de l'Aston i l'Hospitalet, també afloren als massissos del Canigó, a Carançà i al Roc de Frausa, on s'han datat amb mètodes U-Pb en zircons amb les següents edats: 477 ± 4 Ma, 472 ± 6 Ma, 471 ± 8 Ma, 467 ± 7 Ma (Cocherie et al., 2005) i 475 ± 10 Ma (Deloule et al., 2002). El protòlit dels ortogneissos té una composició de granodiorita a leucogranit.

- Les **roques volcàniques paleozoiques** es troben intercalades dins la sèrie sedimentària preherciniana en diferents nivells; a la zona d'estudi es tracta de dacites i els afloraments tenen poca continuïtat lateral (Figs. 4.37, 4.38, 4.39 i 4.40). En concret, les mostres R1, R7 i M2 són de roques volcàniques que es troben intercalades dins els materials de la Fm de Jújols, tot i que també s'han trobat roques intercalades en els materials de l'Ordovicià superior, del Silurià i del Devonian.

La mostra R1 es troba a la carretera de la Rabassa, intercalada entre els materials de la Fm de Jújols, i conté fenocristalls de quars, feldspat potàssic i plagiòclasi, moltes vegades sericititzats, envoltats per una foliació posterior poc marcada i definida per l'orientació preferent de biotita i moscovita. La roca també conté cristalls d'amfíbol i clorita, i té un grau metamòrfic baix (Fig. 4.38).

La mostra R7 es troba al camí del sud del Pic Negre, a la Rabassa, intercalada entre els materials de la Fm de Jújols. Conté fenocristalls de quars i de plagiòclasi, i s'hi distingeix una foliació definida per un bandat composicional de franges de quars i de fil·losilicats (biotita i

4.5. Les roques ígnies

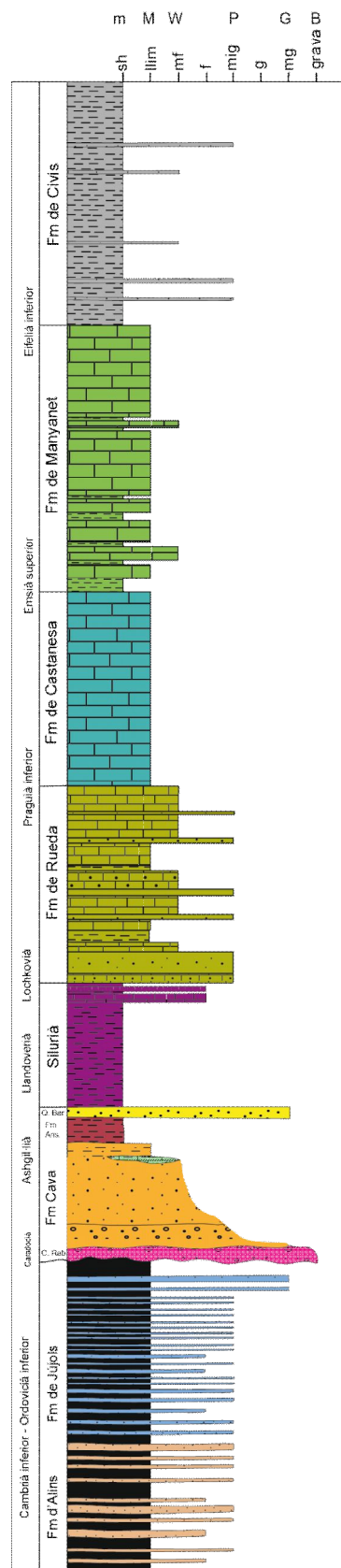


Figura 4.36: Columna sintètica de les roques sedimentàries de l'àrea d'estudi. La llegenda correspon amb la del mapa de l'annex 1.

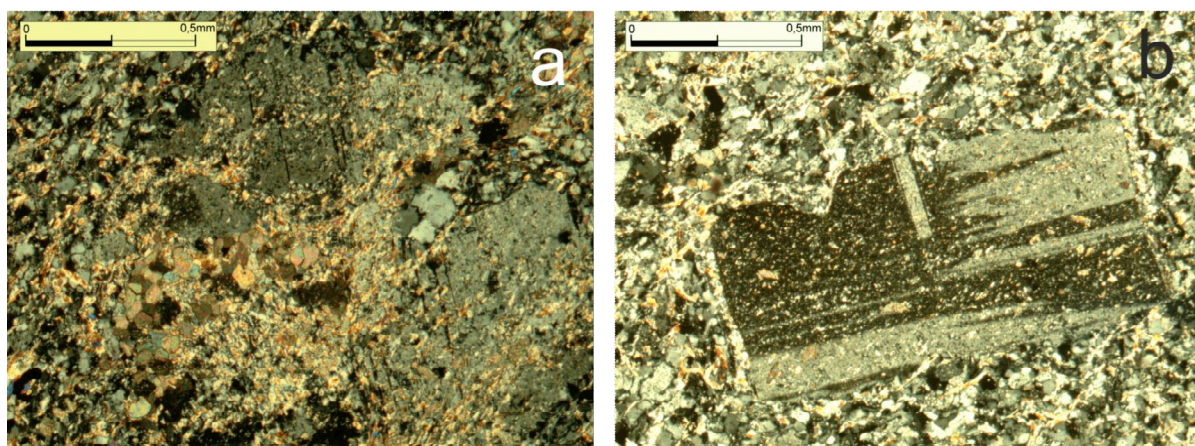


Figura 4.37: Làmines primes d'una roca volcànica de tipus dacita de la zona d'estudi. a: Mostra L6 Fenocristalls de plagiòclasi amb calcita. b: Mostra L6. Fenocristall de plagiòclasi en una matriu de quars i moscovita. La mostra es troba a la població de Bixessarri, intercalada dins les pissarres del Silurià.

moscovita) (Fig. 4.39).

La mostra M2 es troba a mig camí entre la collada de Beixalís i el Bony de les Neres, dins la Fm de Jújols. Es tracta d'una dacita on s'hi poden observar dues orientacions preferents definides per l'orientació de les miques (Fig. 4.40).

- Els **granitoides tardihercinians** del batòlit d'Andorra - Montlluís, d'edat Carbonífer superior a Permià inferior (Debon et al., 1996), afloren en tres cossos diferents a Andorra: el batòlit d'Andorra, al sud est; el plutó de Santa Coloma i l'*stock* de Fontaneda. Aquestes intrusions es van emplaçar de manera simultània o posterior al pic del metamorfisme regional hercinià (305 ± 5 Ma segons Vielzeuf (1996)) i a les deformacions principals del cicle hercinià (Arranz i Lago, 2004) i tallen tota la sèrie. Es tracta d'intrusions de granodiorites amb biotita (localment amb hornblenda) que porten associades també roques subvolcàniques i que tallen les estructures hercinianes prèvies (plecs, encavalcaments, foliació...) (Casas et al., 1989, 2002). Porten associada una aurèola de metamorfisme de contacte de dimensió variable en funció del volum de la massa ígnia. Romer i Soler (1995) i Solé et al. (1997) daten el batòlit d'Andorra - Montlluís en 307 ± 12 , 309 ± 12 i 305 ± 3 Ma. (Fig. 4.41).

4.6. El metamorfisme

A la zona axial del Pirineu hi aflora un segment de l'escorça molt complet, amb una part inferior de poc gruix constituïda per roques en fàcies d'amfibolita i granulita i una part superior molt potent amb poc o gens metamorfisme regional (Liesa, 2004). En general, les roques més profundes en la sèrie són les que estan afectades per un grau de metamorfisme més elevat. A Andorra, les roques afectades per un grau metamòrfic més elevat es troben al sector nord occidental. A la zona d'estudi, en canvi, s'hi desenvolupa un metamorfisme regional de grau molt

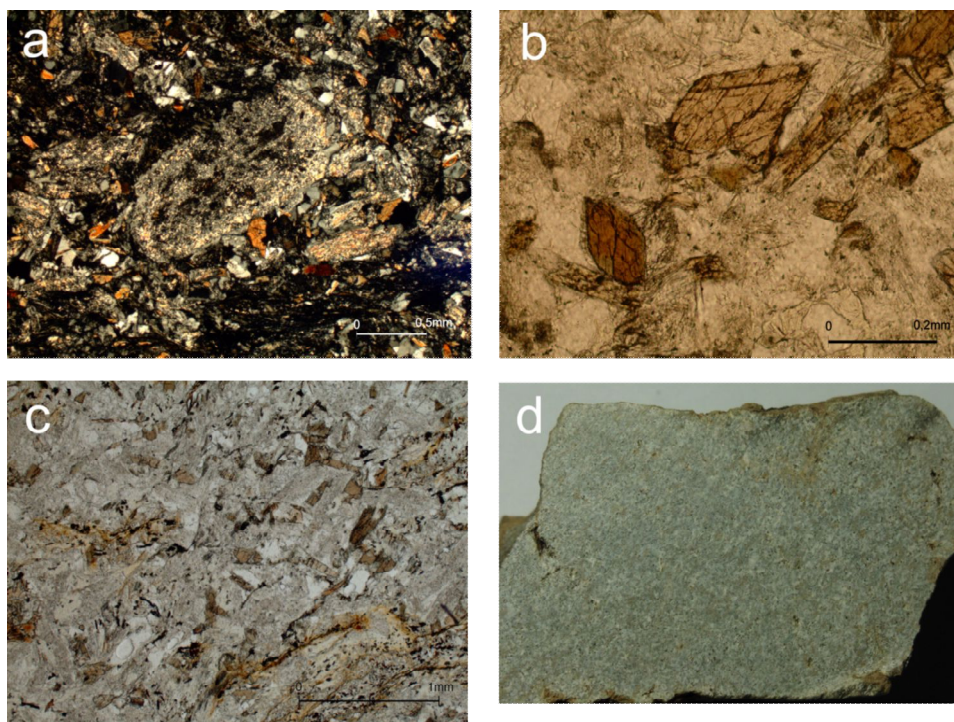


Figura 4.38: Làmina prima de la mostra R1. a: Fenocristall de plagiòclasi que ha quedat reemplaçat per sericita. També s'hi observen amfibols. b: Cristalls d'amfibol. c: Aspecte general de la roca, amb bastants cristalls d'amfibol i algunes biotites a la part inferior dreta de la imatge. d: Aspecte de la roca en mostra de mà.

baix en fàcies d'esquists verds (zona de la clorita - moscovita i potser zona de la biotita). Aquest metamorfisme regional és sin o postectònic respecte a l'episodi de deformació responsable de la foliació principal varisca (Poblet, 1991; Liesa, 2004).

Al voltant dels granitoides tardihercinians s'han identificat textures i minerals propis del metamorfisme de contacte. En general les aurèoles són més extenses com més gran és la massa de la intrusió, en aquest cas s'han identificat roques afectades per metamorfisme de contacte en aurèoles de fins a pocs centenars de metres (màxim uns 1000 metres als Vilars, en roques afectades pel batòlit d'Andorra). Les roques estudiades pertanyen a la fàcies de corniana hornblèndica, i no s'han identificat roques amb un grau metamòrfic superior (Fig. 4.42).

Per últim, prop d'algunes estructures tectòniques, sobretot encavalcaments, també s'ha identificat un metamorfisme dinàmic que genera roques de tipus cataclasites i milonites (Fig. 4.43).

4.7. Conclusions

1. La Fm d'Alins és equivalent, segons Laumonier et al. (2004), a la part superior de la Fm d'Évol dels Pirineus orientals (Ripollès), on es troba separada de la Fm de Jújols per les calcàries de la Fm de Vallcebolera. La semblança entre la Fm d'Alins i la de Jújols al

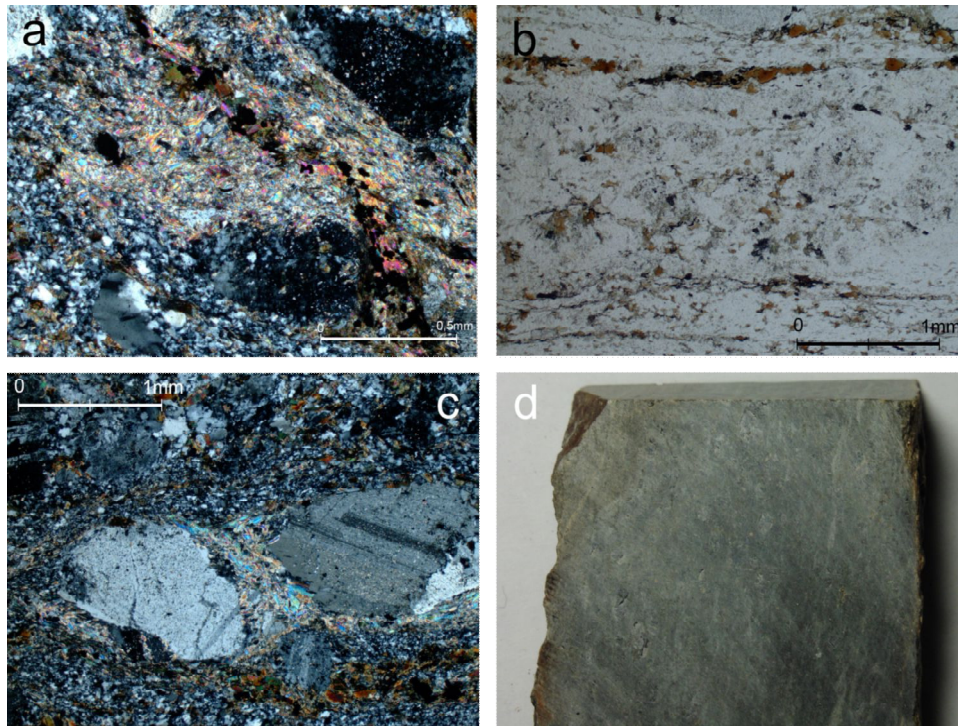


Figura 4.39: Làmina prima de la mostra R7. a: Aspecte general de la roca, on s'observa una franja de biotita que la creua des de la part inferior dreta a la superior esquerra, cristalls de moscovita, i fenocristalls de quars i plagiòclasi a la part inferior esquerra i superior dreta de la imatge. b: Foliació definida pels cristalls de biotita. c: Fenocristalls de plagiòclasi separats per moscovita, hi ha biotita a la part inferior de la imatge i quars. d: Aspecte de la roca en mostra de mà.

sector estudiat, i el fet que no s'hagi observat a Andorra la Fm de Vallcebolera que les separa, fa pensar en una transició gradual d'una formació cap a l'altra, sense un límit clar que les diferenciï.

2. Els materials de l'Ordovicià superior afloren tant al dom de la Rabassa, com a l'anticlinal de la Massana i a la zona d'Envalira. Els termes més grollers (Fm Conglomerats de la Rabassa, Fm de Cava) corresponen a fàcies de tipus proximal i s'atasquen en direcció nord, mentre que les fraccions més fines (Fm d'Ansovell) corresponen a fàcies de tipus distal i augmenten de potència en la mateixa direcció. Això indica que hi ha canvis laterals de fàcies importants en la direcció S-N. La Fm d'Estana aflora en forma de capes discontinües en aquesta regió, i no presenta variacions de gruix en cap direcció concreta. La Fm quarsita de Bar també es manté en general contínua i amb poques variacions.
3. Per primera vegada s'han descrit roques volcàniques intercalades entre els materials de la Fm de Jújols, que en un futur podrien servir per acotar millor l'edat d'aquesta formació mitjançant l'aplicació de mètodes radiomètrics.

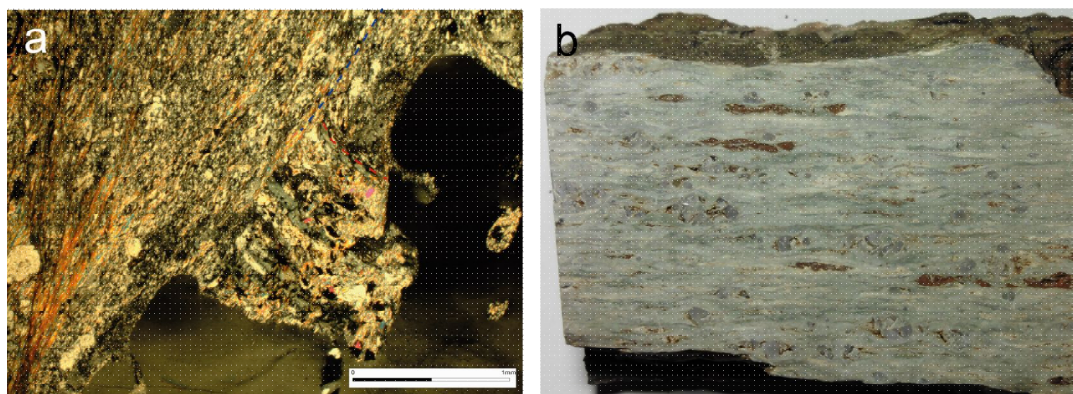


Figura 4.40: Làmina prima de la mostra M2, on s'observa un gran fenocristall de quars i dues direccions d'orientació preferent, en vermell determinada per l'alineació de clorites, i en blau per l'alineació de biotites i moscovites. La roca també conté fenocristalls de plagiòclasi. Es tracta d'una dacita que presenta dos sistemes de plans de clivatge. b: Aspecte de la roca en mostra de mà.

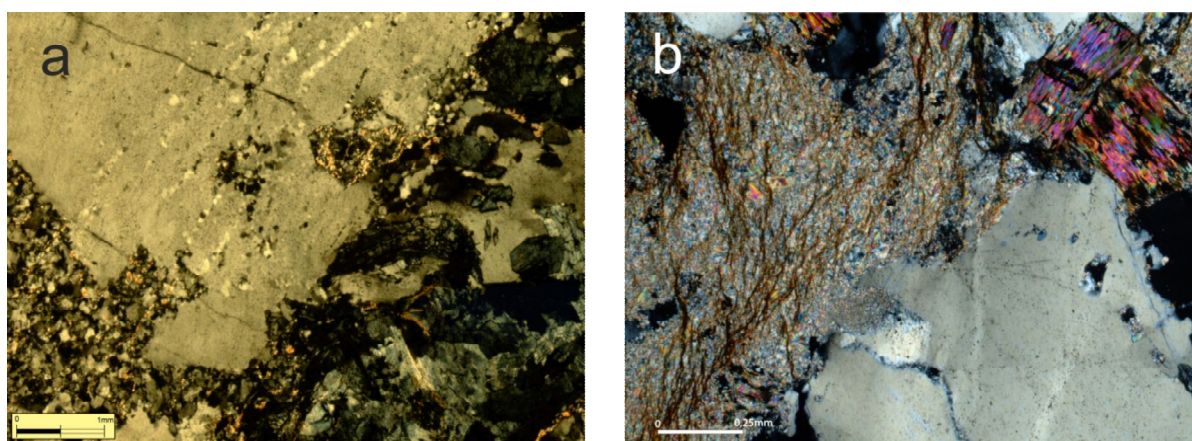


Figura 4.41: Dos aspectes dels granitoides tardihercinians. a: Mostra L8. Fenocristall de quars amb textura ameboidal, típica de pòrfirs, també hi ha clorita. Granodiorita del plutó de Santa Coloma. b: Mostra L18. Fenocristall de quars amb textura ameboidal, matriu amb quars, biotita i sericita. La roca està molt deformada. *Stock* de Fontaneda.

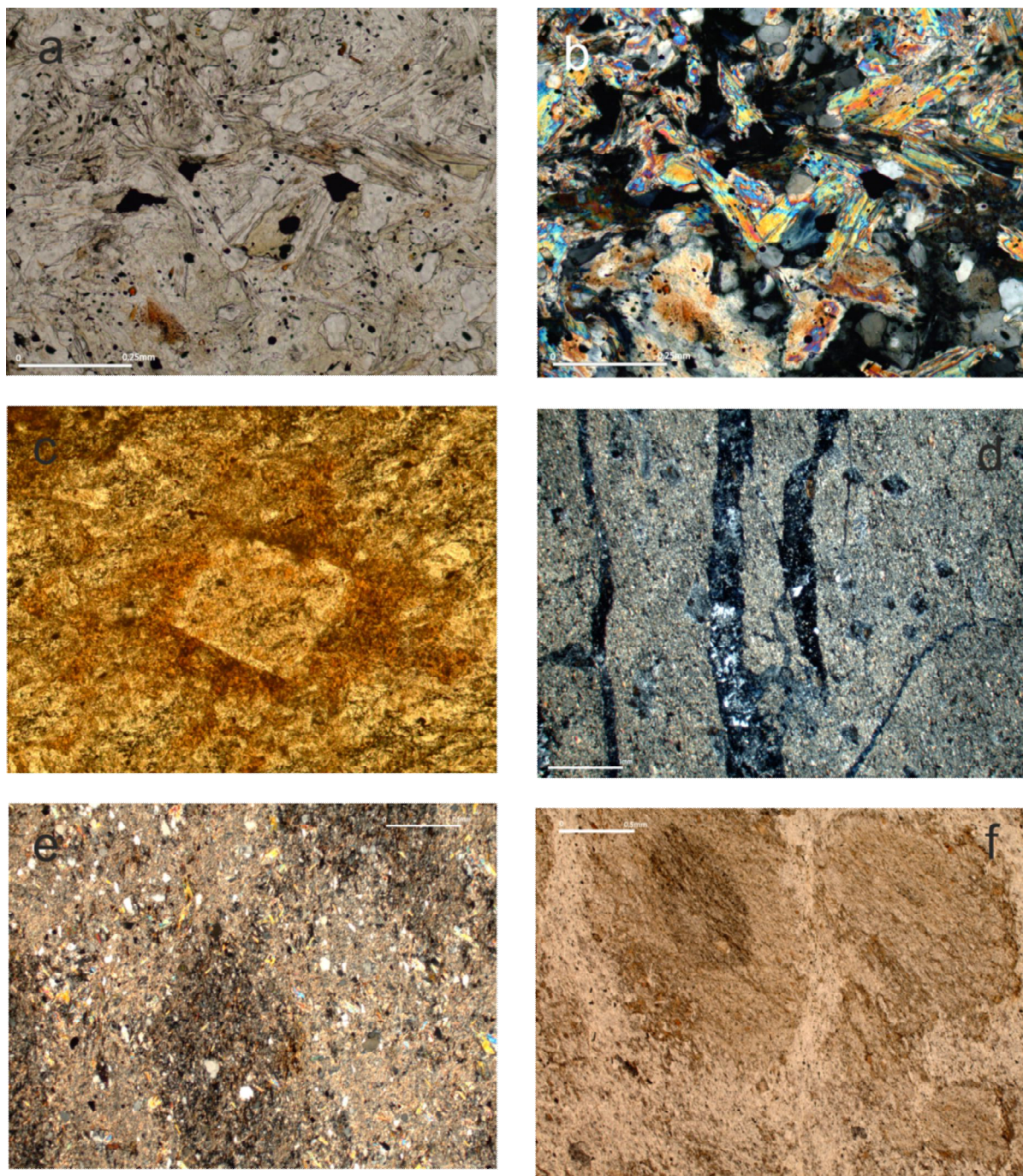


Figura 4.42: a i b: Mostra L20, Fm de Civís. Les clorites producte del metamorfisme de contact creixen desorientades, donant una textura decusada a la roca. Fàcies de corniana albito-epidòtica. c: Mostra L3, Fm de Civís. Porfiroblast d'andalusita alterat a sericita en una matriu amb clorita i biotita. Fàcies de corniana hornblèndica. d: Mostra L16, Fm de Civís. Porfiroblastos d'andalusita alterats a sericita. Fàcies de corniana hornblèndica. e: Mostra C8. Fm de Júpols. Pseudomorf de porfiroblast de cordierita. f: Mostra C19. Fm de Júpols. Pseudomorf de porfiroblast de cordierita.

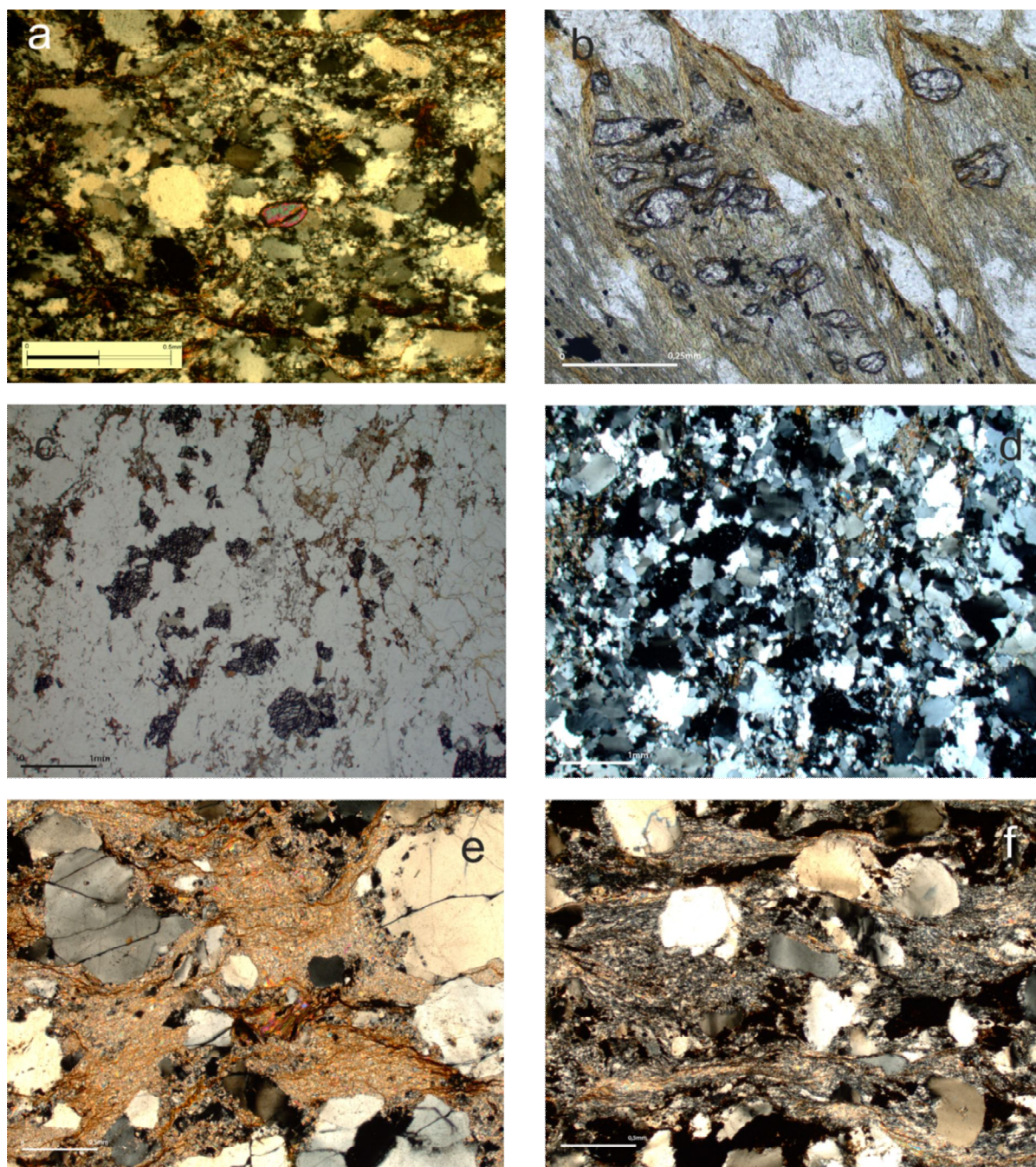


Figura 4.43: a: Mostra M4, Fm de Jújols. Quars amb subgrans i extincions ondulants, deformat. b: Mostra L12, Silurià. Granats fracturats en una matriu formada per quars i filosilicats molt deformat. La deformació és heterogènia. c i d: Mostra L17, Fm de Civís. Granat molt fracturat (c) en una matriu formada principalment per quars amb molts subgrans i extinció ondulant (d), indicatiu d'una alta deformació. e: Mostra L18, plutó de Sta. Coloma. Fenocristalls de quars en una matriu molt deformat, gairebé cataclàstica. f: Mostra C7, Fm d'Ansovell. Grans de quars detrític molt deformats, amb subgrans i extinció ondulant. La matriu és de moscovita i biotita, i mostra una deformació milonítica.

Capítol 5

Datació del Paleozoic inferior a partir de zircons detrítics

5.1. Introducció i objectius	67
5.1.1. Introducció als zircons detrítics	67
5.1.2. El sistema U-Pb	68
5.1.3. Objectius	69
5.2. Mostreig i anàlisi	69
5.2.1. Descripció de les mostres	69
5.2.2. Obtenció dels zircons	69
5.2.3. Mètodes d'anàlisi dels zircons	71
5.3. Resultats i interpretació	72
5.3.1. Resultats	72
5.3.2. Interpretació	78
5.4. Conclusions	89

5.1. Introducció i objectius

5.1.1. Introducció als zircons detrítics

El zircó (ZrSiO_4) és un mineral accessori comú en les roques de l'escorça terrestre. Es forma en roques ígnies o metamòrfiques, però habitualment també es troba en roques sedimentàries a causa de la seva elevada resistència (Carrapa, 2010). En la seva estructura cristal·lina, el Zr pot estar substituït per Hf, U, Th i Y. Gràcies a la presència de minerals radioactius com l'urani en l'estructura del zircó, es pot conèixer la seva edat de cristallització a partir de la relació entre els diferents isòtops d'urani i plom: $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ i $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

L'estudi dels zircons és molt útil en el camp de la geocronologia a causa de les seves propietats (White, 2003):

- És un mineral molt dur (duresa de 7'5) i, per tant, molt resistent a la meteorització mecànica.
- És molt resistent a la meteorització química i al metamorfisme. A efectes d'estudis de geocronologia, això ens permet considerar-los com un sistema tancat.
- Els zircons concentren U (i en menor mesura Th) i exclouen Pb, i donen com a resultat una relació $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ molt elevada, típica d'aquest mineral.
- Per últim, és un mineral bastant comú com a accessori en una gran varietat de roques i es troba per tota l'escorça terrestre.

A causa de la gran resistència que presenten a la meteorització, aquests minerals són erosionats de la seva àrea font, transportats i finalment dipositats en ambients sedimentaris molt diversos, on passen a constituir roques sedimentàries com a minerals accessoris. A aquest tipus de zircons se'ls anomena zircons detrítics, i l'estudi de la seva edat de cristallització aporta informació molt valuosa del registre sedimentari. Segons Fedo et al. (2003); Andersen (2005) i Gehrels (2011), la geocronologia dels zircons detrítics té quatre aplicacions principals:

- Determinar l'edat màxima de sedimentació de les successions estratigràfiques, en què l'element més jove marca l'edat màxima que pot tenir la roca.
- Fer estudis de procedència dels zircons, en què les edats dels minerals detrítics són comparats amb les edats de les roques d'àrees font potencials amb l'objectiu de determinar quin és l'origen del sediment. Aquest tipus d'anàlisi permet fer reconstruccions paleogeogràfiques regionals.
- Determinar característiques com l'edat o la composició de les roques de l'àrea font quan se'n coneix la procedència.
- Correlacionar unitats sedimentàries a partir de les poblacions de zircons que contenen.

5.1.2. El sistema U-Pb

El sistema U-Pb és una eina molt eficient en geocronologia a causa de les següents raons (Gehrels, 2011):

- Hi ha dos sistemes de desintegració: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ i $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$.
- El període de semidesintegració dels dos sistemes fa que siguin apropiats per treballar al llarg de tota la història de la Terra.
- Els dos sistemes de desintegració estan lligats entre ells, ja que la relació $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ és constant en gairebé totes les roques de l'escorça terrestre.

- Existeix un isòtop no radiogènic del Pb (^{204}Pb) que es pot utilitzar per saber quina era la quantitat de Pb present al cristall en el moment de la seva formació.

Les relacions $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ i $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ es determinen amb un espectròmetre de masses (LA-ICP-MS, *Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry* en anglès), mentre que $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ es calcula a partir de les relacions conegudes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ i $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ i la constant $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$. Aquests resultats permeten representar de manera gràfica l'edat U-Pb en els diagrames de Concòrdia (Wetherill, 1956), que mostren $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ respecte $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, i on també queda reflectit $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$. Si l'edat reportada per cadascun dels tres sistemes és la mateixa, la mostra analitzada cau sobre la línia de Concòrdia.

5.1.3. Objectius

A la zona d'estudi, s'ha dut a terme diverses datacions amb zircons detrítics de quatre mostres corresponents a les quarzites de la Fm de Jújols i de la Fm quarzita de Bar. Els objectius principals són dos: 1) determinar l'edat màxima de sedimentació d'aquestes mostres, en especial de les corresponents a la Fm de Jújols, per acotar l'edat màxima de sedimentació d'aquesta formació; i 2) determinar la situació dels Pirineus al marge nord de Gondwana en base a la comparació de les poblacions d'edat de les nostres mostres amb les poblacions d'edat d'altres terrenys perigondwànics dels quals ja se'n coneix la posició. En relació amb aquest segon objectiu, també s'ha treballat en la cerca de les àrees font dels zircons detrítics estudiats. És el primer estudi d'aquest tipus que es fa en roques paleozoiques al Pirineu.

5.2. Mostreig i anàlisi

5.2.1. Descripció de les mostres

Les mostres utilitzades en aquest estudi són quatre quarzites recollides a la carretera de la Moixella, al dom de la Rabassa. Les mostres RB-01, RB-02 i RB-03 corresponen a les quarzites del sostre de la Fm de Jújols, per sota de la discordança de la base de l'Ordovicià superior (Fig. 5.1). Corresponen a la quarzita de les figures 6.52 i 6.55 del capítol 6. La mostra RB-04 correspon a la quarzita de Bar i es presenta menys deformada que les mostres anteriors (Fig. 5.2).

El desequilibri entre el nombre de mostres per sota i per sobre de la discordança de la base de l'Ordovicià superior (3 mostres de la Fm de Jújols respecte 1 mostra de la Fm Quarzita de Bar) es deu a que un dels objectius principals d'aquest treball és el de determinar l'edat màxima de sedimentació de la part superior de la Fm de Jújols, que fins ara romanía desconegut, i es necessiten com a mínim tres mostres per a que el resultat sigui estadísticament acceptable.

5.2.2. Obtenció dels zircons

La datació de roques a partir de zircons detrítics és complexa. L'abundància de zircons no és igual en totes les roques. Les roques amb un contingut de zircons més baix, com poden ser

Figura 5.1: Aspecte en làmina prima de les quarsites del sostre de la Fm de Jújols a la carretera de la Moixella. Les mostres RB-01, RB-02 i RB-03 corresponen a aquesta quarsita.

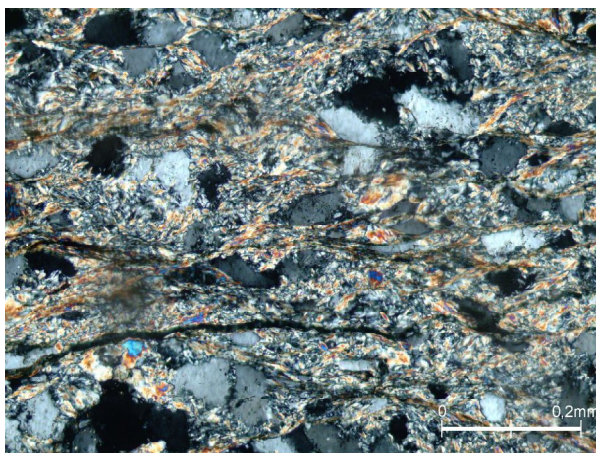
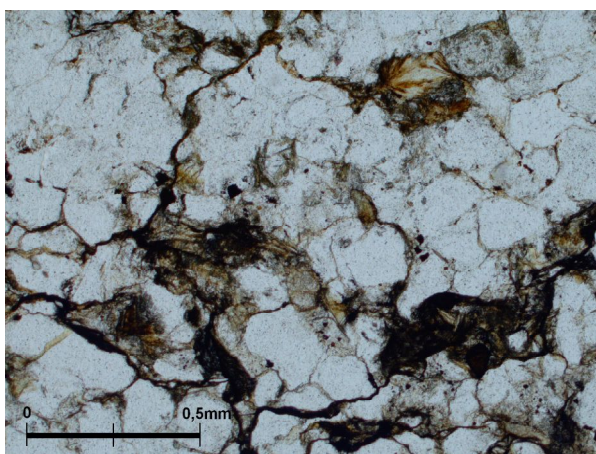


Figura 5.2: Aspecte en làmina prima de les quarsites de la Fm Quarsita de Bar a la carretera de la Moixella. La mostra RB-04 correspon a aquesta quarsita. Al centre de la imatge s'observa un zircó.



les roques màfiques o ultramàfiques, formaran poblacions de zircons menys importants i la seva contribució a la formació de la roca sedimentària analitzada pot ser subestimada. Els mètodes estadístics ajuden a corregir aquestes desviacions, però la metodologia emprada en el mostreig també és important per aconseguir una mostra representativa de la roca que volem estudiar. Els passos a seguir per a la preparació de la mostra i la separació i selecció de zircons són els següents:

1. Preparació de la mostra: Consisteix en netejar i triturar la mostra de camp.
2. Triatge per decantació: És la primera tria que es realitza a partir de la mostra triturada. La mostra es barreja amb aigua i es fa passar per una taula *Wilfrey*, que separa els minerals pesats, com els zircons, dels lleugers, per decantació.
3. Tamisat: A continuació la mostra es passa per diferents tamisos d'entre 63 i 400 micres.
4. Separació magnètica: S'utilitza un separador isodinàmic *Frantz*. Es fa passar la mostra pel separador amb una intensitat magnètica baixa, de 0'5 A, per fer una primera tria dels minerals més magnètics. A continuació es fa el mateix procés amb intensitats d'1 i 2 A per extreure tots els minerals magnètics presents en la mostra.
5. Separació per densitat: S'utilitza una solució d'heteropolitungstè de liti en aigua (LST),

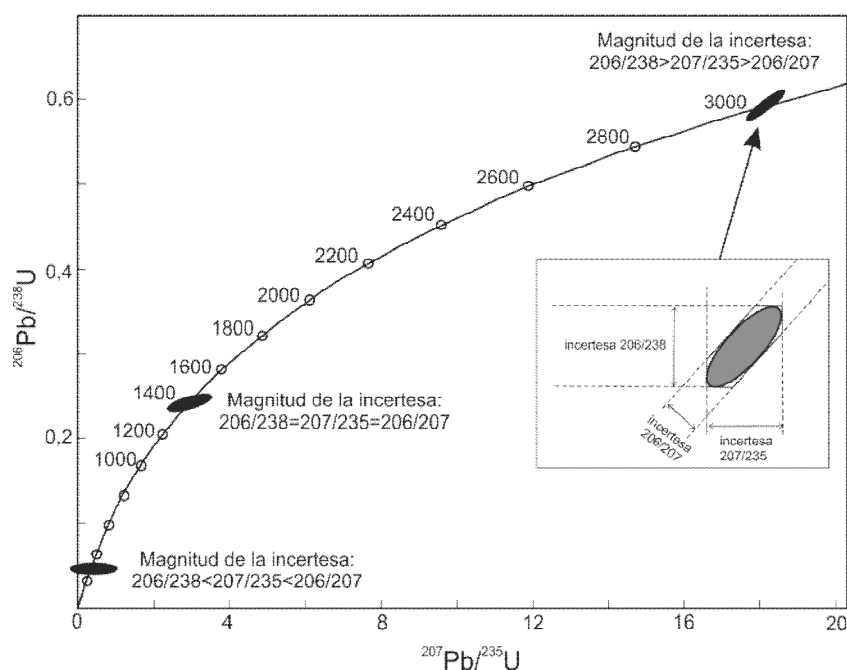


Figura 5.3: Magnitud de diferents el·lipses d'incertesa per diferents edats. El requadre de la dreta és una representació gràfica de la incertesa per a cada tipus d'edat. Font: Gehrels (2011).

que té una densitat de 2.95 g/mL a 25°C. Els zircons tenen una densitat propera als 3.5 g/mL, així que es dipositen al fons, normalment acompanyats de pirita.

6. Separació manual amb lupa binocular: Es tracta de separar manualment els zircons detrítics de la resta de zircons i pirites amb l'ajuda d'una lupa binocular. Els zircons detrítics tenen una textura puntejada a causa dels impactes que han sofert durant els diversos cicles sedimentaris. Els zircons metamòrfics, en canvi, tenen un llússor molt característica, mentre que els zircons d'origen igni tenen una forma prismàtica molt poc arrodonida. En aquest punt és important escollir zircons detrítics de totes les mides i morfologies per aconseguir que la mostra sigui el màxim de representativa possible respecte la població de zircons detrítics de la roca original. Els zircons separats es munten en blocs de resina i es poleixen fins la meitat del seu gruix.

5.2.3. Mètodes d'anàlisi dels zircons

S'ha analitzat els isòtops d'U, Th i Pb dels zircons mitjançant tècniques de LA-ICP-MS (*Laser Ablation - Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*). S'ha utilitzat l'espectròmetre de tipus *sector field* "Element 2 XR" de la marca *Thermo-Scientific* acoblat al sistema d'ablació làser *UP-193 Excimer* de la marca *New Wave*. Aquesta part de l'anàlisi ha estat realitzada pel Dr. Ulf Linnemann del *Museum für Mineralogie und Geologie* de Dresden (Alemanya). En total s'han realitzat 540 anàlisis, dels quals 101 han estat desestimades a causa de la discordança entre les seves edats, superior al 10%. A l'annex 6 es presenten les taules amb les edats obtingudes per a cadascuna de les mostres i els seus respectius errors.

5.3. Resultats i interpretació

Els resultats de les datacions U-Pb amb zircons detrítics es mostren a l'annex 6. Les edats reportades corresponen a $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ per edats inferiors als 1000 Ma, i a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ per edats més grans als 1000 Ma (Gehrels, 2000; Gehrels et al., 2008; Gehrels, 2011)(Fig. 5.3). Els errors estan expressats en 2σ . Els termes estratigràfics es refereixen a la taula dels temps de la *International Commission on Stratigraphy* en la versió 2015/01.

5.3.1. Resultats

Mostra RB-1: Quarsita de la Fm de Jújols (Cambroordovicià).

Es van fer 130 anàlisis en 126 zircons detrítics, dels quals 104 van ser concordants (en un marge de concordància d'entre 90-110 %, taula 5.1). Les dues anàlisis amb edats més joves, b18 de 448 ± 8 Ma i b19 de 456 ± 7 Ma, van ser descartades. En el primer cas, l'aspecte del zircó porta a pensar que es tracta d'un zircó metamòrfic i que, per tant, l'edat obtinguda no és de cristal·lització. En el segon cas, l'anàlisi s'ha descartat per criteris estadístics, ja que per definir una edat amb dades de làser calen almenys 3 dades per obtenir una edat acceptable. Les edats varien en un rang d'entre 479 ± 9 Ma fins a 3359 ± 16 Ma. La majoria d'anàlisis proporcionen una edat neoproterozoica (59 %), amb dos pics sobre els 690 Ma i els 990 Ma (Fig.5.4). Dos zircons donen una edat paleozoica: un del Cambrià superior (489 ± 10 Ma) i un altre de l'Ordovicià inferior (479 ± 9 Ma). El 14 % dels grans tenen una edat esteniana, que van des dels 1000 ± 24 Ma fins a 1163 ± 16 Ma, mentre que el 17 % donen una edat del Paleoproterozoic que va des dels 1844 ± 22 Ma fins als 2454 ± 20 Ma. Només el 8 % de les anàlisis pertanyen a l'Arqueà, amb un zircó que dona una edat paleoarqueana (3359 ± 16 Ma). També és significativa la manca de zircons en les edats que van des dels 1.2 fins als 1.8 Ga.

Mostra RB-2: Quarsita de la Fm de Jújols (Cambroordovicià).

Es van fer 90 anàlisis en 90 zircons detrítics, dels quals 73 van ser concordants (taula 5.1). Les edats varien en un rang d'entre 502 ± 9 Ma fins a 2599 ± 24 Ma. Una gran majoria de la població de zircons (70 %) pertanyen al Neoproterozoic, amb edats compreses entre els 549 ± 13 Ma i els 995 ± 18 Ma, i amb un pic al voltant dels 618 Ma. Aquests zircons neoproterozoics pertanyen majoritàriament als períodes Ediacarià (30 %) i Tonià (25 %) (Fig.5.4). Només un zircó dona una edat cambriana, en concret de 502 ± 9 Ma. 3 grans mostren una edat esteniana, que va des dels 1030 ± 52 Ma fins als 1071 ± 26 Ma, i 2 zircons tenen altres edats del Mesoproterozoic (1389 ± 34 i 1526 ± 14 Ma). El 15 % dels zircons pertanyen al Paleoproterozoic, amb edats compreses entre els 1833 ± 27 Ma i els 2483 ± 12 Ma. Finalment, el 7 % de la població de zircons té una edat arqueana.

Mostra RB-3: Quarsita de la Fm de Jújols (Cambroordovicià).

Es van fer 150 anàlisis en 150 zircons detrítics, dels quals 115 van ser concordants (taula 5.1). Les edats varien en un rang d'entre 475 ± 10 Ma fins a 2656 ± 30 Ma. La majoria d'anàlisis proporcionen una edat del Neoproterozoic (65 %), amb dos pics principals al voltant dels 605 Ma i els 996 Ma. Tres grans donen una edat paleozoica: un de l'Ordovicià inferior (475 ± 10 Ma)

5.3. Resultats i interpretació

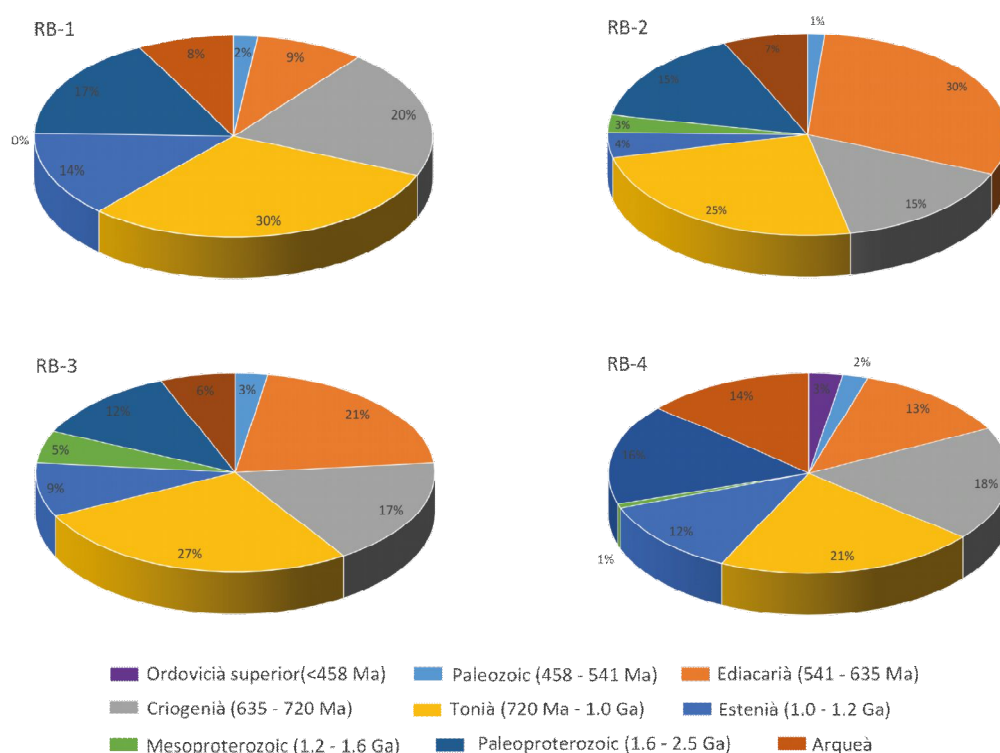


Figura 5.4: Distribució de les poblacions d'edats dels zircons de les mostres RB-1, RB-2, RB-3 i RB-4.

i dos del Cambrià (493 ± 9 i 520 ± 11 Ma). El 9 % dels grans donen una edat esteniana, que varia entre els 1000 ± 56 Ma i els 1083 ± 91 Ma, i el 5 % tenen altres edats mesoproterozoiques (1331 ± 28 a 1541 ± 32 Ma). El 12 % de la població presenta edats paleoproterozoiques que varien entre els 1824 ± 35 Ma i els 2171 ± 18 Ma, mentre que el 6 % de les anàlisis donen una edat arqueana (Fig.5.4).

Mostra RB-4: Quarsita de la Fm Quarsita de Bar (Ordovicià superior).

Es van fer 170 anàlisis en 164 zircons detrítics, dels quals 147 van ser concordants (taula 5.1). Les edats varien en un rang d'entre 442 ± 9 Ma fins a 2792 ± 14 Ma. El 52 % dels zircons donen una edat neoproterozoica, que varia entre els 548 ± 11 i els 995 ± 23 Ma, amb un pic màxim al voltant dels 667 Ma i un segon pic al voltant dels 810 Ma. Quatre grans proporcionen una edat de l'Ordovicià superior, amb el zircó més jove de 442 ± 9 Ma; i tres d'ells donen una edat cambriana, amb valors d'entre 502 ± 11 i 537 ± 11 Ma. Hi ha absència de zircons a l'Ordovicià mitjà i inferior. L'Estenià representa el 12 % de la població de zircons, i hi ha només un zircó que doni una edat mesoproterozoica diferent (1365 ± 14 Ma). El 16 % dels grans donen edats paleoproterozoiques que varien entre 1869 ± 12 Ma i 2455 ± 13 Ma, mentre que el 14 % dels zircons proporcionen una edat arqueana amb valors d'entre 2500 ± 9 i 1792 ± 14 Ma. (Fig.5.4)

Les dades es presenten en diferents formats gràfics per a obtenir una descripció de les mostres el més acurada possible. Quan es treballa amb zircons detrítics, no és aconsellable utilitzar

Taula 5.1: Taula resum amb el nombre d'anàlisis realitzades per a cada mostra, el nombre de zircons analitzats i el nombre d'anàlisis concordants.

Mostra	N. anàlisis	N. zircons	Concordants
RB-1	130	126	104
RB-2	90	90	73
RB-3	150	150	115
RB-4	170	164	147

l'edat d'un sol zircó, sinó que és necessari definir grups d'edats de zircons. Les dues limitacions principals a l'hora de treballar amb poblacions d'edat de zircons són: 1) que treballem amb una mostra reduïda de zircons que suposem que representa el total de la població amb les mateixes proporcions que a la roca, i 2) que totes les edats presenten un error més o menys important. És per aquestes raons que per a realitzar anàlisis de poblacions d'edat de zircons s'utilitzen sempre mètodes estadístics. Per començar, es presenten les dades d'edats de zircons en gràfics de probabilitat relativa d'edat conjuntament amb histogrames realitzats amb l'eina Isoplot desenvolupada pel *Berkeley Geochronology Center* (Ludwig, 2012) (Fig. 5.5). En els histogrames es representen el nombre d'edats en cada interval de 45 Ma. La limitació d'aquest gràfic és que no té en compte la incertesa de l'edat, per això es representa conjuntament amb el gràfic de probabilitat d'edat relativa (línia vermella), que sí que inclou informació de la incertesa de cada anàlisi. Aquest gràfic defineix la probabilitat de trobar un zircó d'una edat concreta dins la mostra. En aquests gràfics es pot observar com les quatre mostres analitzades d'Andorra presenten una distribució d'edats molt similar. Tot i que les bandes grogues són només una aproximació visual als grups d'edat, es pot afirmar que hi ha certes poblacions d'edat presents en totes les mostres, fet que podria indicar un origen comú. Aquestes poblacions d'edat s'han definit a 2400-2650 Ma, 1900-2100 Ma, 850-1100 Ma, 550-750 Ma i 470-520 Ma. En el cas de la mostra RB-4, que pertany a la quarsita de Bar, també hi ha un pic a 440-455 Ma. La figura 5.6 mostra exactament les mateixes dades però amb les probabilitats acumulades, i permet comparar també visualment el grau de semblança entre les diverses mostres. La rutina "AgePick" desenvolupada per l'*Arizona Laserchron Center* genera poblacions d'edat de zircons similars a les que es poden definir visualment a partir dels gràfics de probabilitat relativa, però per mitjà de criteris estadístics. Aquesta eina identifica els principals rangs d'edat a partir de la identificació de cada rang que contingui probabilitats d'aquella edat de tres o més anàlisis superposades, i mostra el nombre d'anàlisis constituents en cada rang. També reporta els pics en probabilitat d'edat de cada rang i el nombre d'anàlisis que contribueixen al pic (Gehrels, 2011). L'avantatge de treballar amb rangs d'edat és que desapareix la incertesa associada a cada edat concreta. També s'ha aplicat la rutina *AgePick* a les mostres d'Andorra, els resultats es mostren a la figura 5.7. El problema d'aquest tipus d'eines és que són poc visuals i les similituds i diferències entre mostres no són evidents a primera vista. Tot i això, si es comparen els resultats de les quatre mostres, es poden agrupar els principals rangs d'edat en quatre

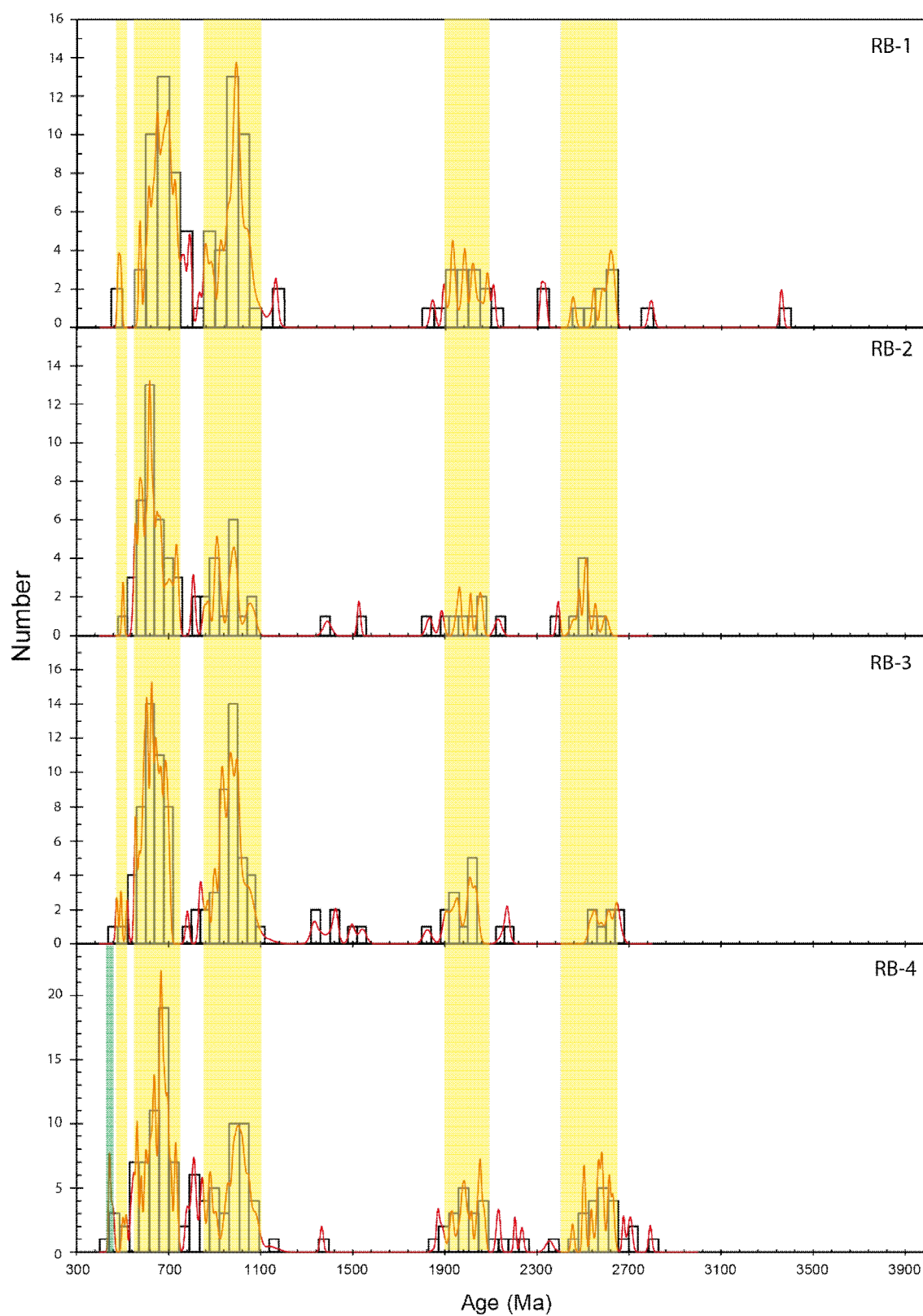


Figura 5.5: Diagrames de probabilitat relativa (*Relative probability plot*) i histogrames d'edat per a les mostres d'Andorra. Les barres grogues ressalten els principals grups d'edat. La barra verda de la mostra RB-4 mostra el pic d'edat de l'Ordovicià superior, només present en aquesta mostra.

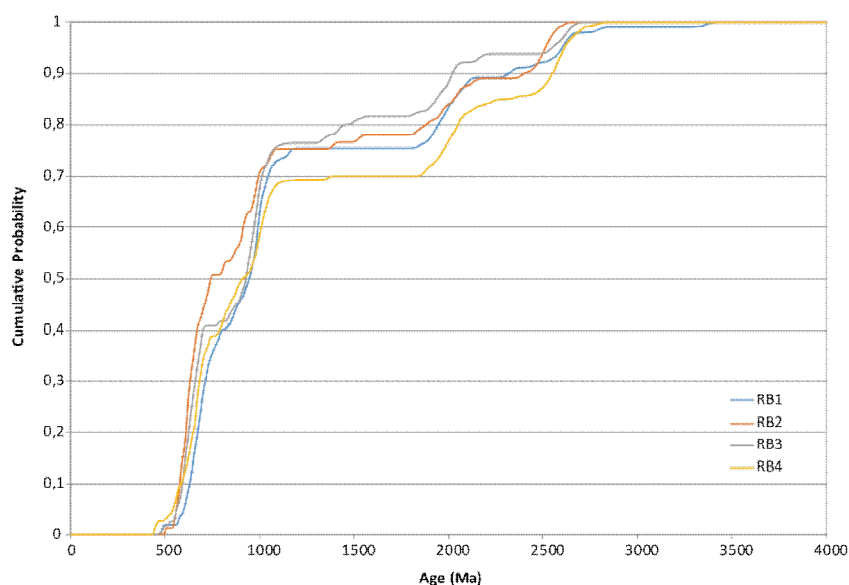


Figura 5.6: Diagrama de probabilitat acumulada (*Cumulative probability plot*) per a les mostres d'Andorra. Es pot observar com les 4 mostres presenten un comportament molt similar.

conjunts que són els següents, en ordre de major a menor importància: (1) de 770 - 550 Ma (Neoproterozoic, barra groga), (2) de 1100 - 770 Ma (Tonià - Estenià, barra blava), (3) de 2650 - 2500 Ma (Neoarquèà, barra verda) i (4) de 1900 - 2075 Ma (Paleoproterozoic, barra vermella). S'observa una bona correlació entre les principals poblacions d'edat deduïdes a partir dels gràfics de probabilitat relativa i les obtingudes a partir dels càlculs de l'*Age Pick*. Als gràfics de probabilitat relativa també s'ha distingit una població reduïda d'anàlisis que donen una edat Cambrià inferior - Ordovicià inferior (520 - 470 Ma), l'existència de la qual és essencial per definir l'edat màxima de sedimentació, tot i que no quedi reflectit a les taules d'*AgePick* a causa de la baixa proporció d'anàlisis que representen respecte del total. Un altre fet destacable és que segons els càlculs realitzats per l'*AgePick*, a la mostra RB-3 no hi apareix cap grup d'edat corresponent al Paleoproterozoic, tot i que si es comprova el gràfic de probabilitat relativa es pot observar com si que hi destaca una població d'aquesta edat. Aquests petits desajustos justifiquen la utilització de més d'un tipus d'anàlisi estadística per a aconseguir una bona caracterització de les mostres.

Amb les dades obtingudes de l'anàlisi amb *AgePick*, s'ha realitzat la taula 5.2, que resumeix les característiques més importants de cada mostra.

En resum, les mostres analitzades a Andorra es caracteritzen per les següents poblacions d'edat:

- La població principal està formada per zircons d'edats entre 550 i 750 Ma, que pertanyen al Neoproterozoic (Ediacarià - Criogenià).
- La segona població més important està formada per zircons d'edats entre 850 i 1100 Ma, que pertanyen al Tonià - Estenià (Població Grenvilliana).
- Per darrere d'aquestes, hi ha dues poblacions amb una importància similar: de 1900 a

5.3. Resultats i interpretació

RB-1

DZ AGES				
MIN AGE	MAX AGE	# GRAINS	PEAK AGE	# GRAINS
600	769	33	613	4
772	800	3	650	6
841	849	0	690	7
854	873	3	723	6
878	886	1	758	3
906	910	0	789	3
915	1107	28	859	3
1111	1114	0	881	3
1925	1946	2	925	5
1973	2001	2	991	16
2015	2032	1	1035	9
2037	2041	0	1931	4
2067	2075	1	1984	3
2093	2099	0	2019	3
2606	2630	2	2619	4

RB-2

DZ AGES				
MIN AGE	MAX AGE	# GRAINS	PEAK AGE	# GRAINS
544	683	29	556	4
690	698	1	576	6
703	713	1	618	9
718	746	3	652	5
894	932	5	660	5
961	1013	6	705	3
1045	1073	2	734	3
2503	2522	3	910	5
			983	6
			1053	3
			2513	3

RB-4

DZ AGES				
MIN AGE	MAX AGE	# GRAINS	PEAK AGE	# GRAINS
441	451	3	443	3
536	575	7	549	4
583	741	42	563	5
780	899	14	601	4
927	1112	27	637	7
1865	1881	2	667	13
1940	1944	0	692	10
1963	2001	4	731	4
2036	2064	5	781	3
2497	2510	3	810	6
2554	2593	6	846	4
2603	2629	4	880	4
			960	5
			1002	14
			1870	3
			1983	4
			2053	5
			2505	3
			2568	5
			2582	5
			2614	3
			2628	3

RB-3

DZ AGES				
MIN AGE	MAX AGE	# GRAINS	PEAK AGE	# GRAINS
547	568	3	556	3
571	710	41	575	5
839	852	1	605	10
890	1109	36	626	9
1910	2051	10	646	8
2592	2604	0	666	8
2623	2667	2	685	8
			840	3
			900	3
			933	10
			971	13
			996	15
			1953	3
			2009	5
			2029	5
			2647	3

Figura 5.7: Principals poblacions d'edat generades amb *AgePick*. Les barres de colors mostren les poblacions d'edat més importants.

2100 Ma (Paleoproterozoic, en concret Orosirià) i de 2500 a 2650 Ma (Neoarqueà).

- Per últim, s'observa una petita població comuna en totes les mostres d'entre 470 - 520 Ma (Ordovicià inferior - Cambrià inferior).
- La mostra RB-1 presenta un petit pic de zircons de vora els 3500 Ma d'edat (Paleoarqueà).
- Les mostres RB-2 i RB-3 presenten ua petita població de zircons d'entre 1300 i 1550 Ma d'edat (Mesoproterozoic).
- La mostra RB-4 presenta un petit pic de zircons d'edat 440-455 Ma (Silurià inferior - Ordovicià superior).

Taula 5.2: Principals poblacions d'edat i zircons més joves i més vells per a cada mostra, extretes de les dades de l'anàlisi amb *AgePick*. Totes les edats són en Ma.

	RB-1	RB-2	RB-3	RB-4
Edat principal	600-800 (690)	544-746 (618)	547-710 (605)	536-741 (667)
2a edat principal	906-1114 (991)	894-1073 (983)	890-1109 (996)	927-1112 (1002)
3a edat principal	1925-2099 (1931)	2503-2522 (2513)	1910-2051 (2009)	2497-2629 (2582)
Zircó més jove	479 ± 9 (100 %)	502 ± 9 (100 %)	475 ± 10 (95 %)	442 ± 9 (100 %)
Població més jove	613	556	556	443
Zircó més vell	3359 ± 16 (99 %)	2599 ± 24 (97 %)	2656 ± 30 (100 %)	2792 ± 14 (97 %)

5.3.2. Interpretació

Edat màxima de sedimentació

Un dels principals objectius d'aquest estudi és el de determinar l'edat màxima de sedimentació de la Fm de Jújols i la Fm quarsita de Bar. Per a aconseguir-ho s'ha utilitzat la funció “*Weighted Average*” de l'eina *Isoplot* (Ludwig, 2012). Aquesta funció genera una edat mitjana ponderada a partir de les edats escollides i els seus errors. En el cas de la Fm de Jújols s'han escollit els quatre zircons més joves d'entre les mostres RB-1, RB-2 i RB-3. El resultat dona una edat de $477,9 \pm 5,5$ Ma, és a dir que l'edat màxima de sedimentació per a la Fm de Jújols és Ordovicià inferior. En el cas de la mostra RB-4 de la Fm quarsita de Bar, s'han agafat els dos zircons més joves de la mostra i el resultat és de $443 \pm 5,7$ Ma, que dona una edat màxima de sedimentació per a aquestes quarsites a l'inici del Silurià. Els resultats es mostren a la figura 5.8.

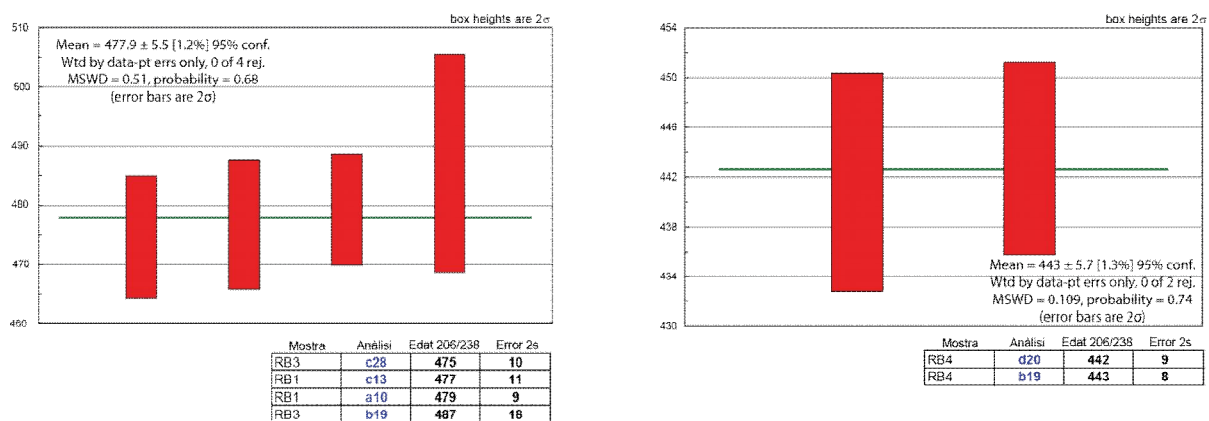


Figura 5.8: Edat màxima de sedimentació per al Cambroordovicià i l'Ordovicià superior obtingudes amb la funció “*Weighted Average*”.

Comparació amb altres terrenys perigondwànics

Un altre dels objectius de l'estudi amb zircons detrítics és el de determinar la situació dels Pirineus al marge nord de Gondwana. Per a aconseguir-ho, es compararan les poblacions d'edat

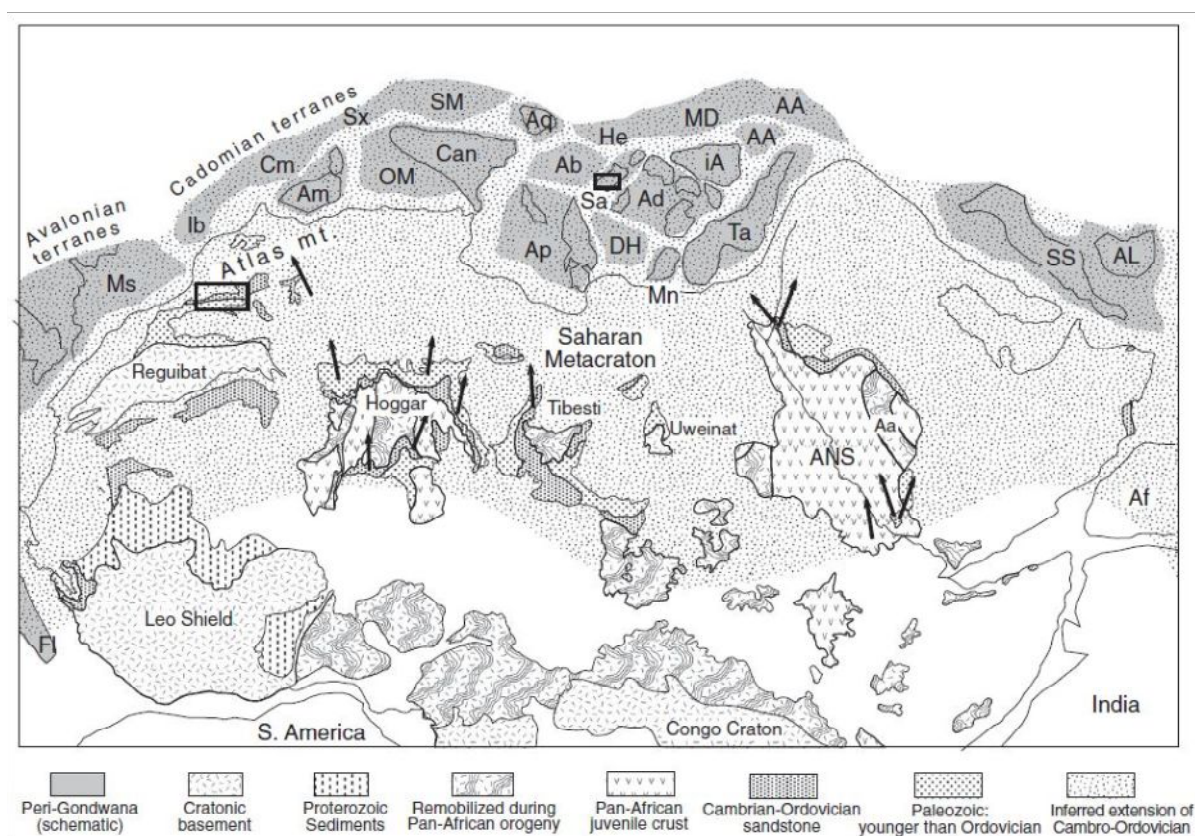


Figura 5.9: Mapa geològic simplificat del nord de Gondwana durant el Cambroordovicià que mostra la distribució del basament Precambrià i dels sediments Paleozoics. Les fletxes negres indiquen la direcció de transport al Cambroordovicià. Compilat de Beuf et al. (1971), Selley (1972), Dabbagh i Rogers (1983), Noblet i Lefort (1990), Kumpulainen et al. (2006), Avigad et al. (2007) i Ghienne et al. (2007). Els terrenys perigondwànics s'han afegit segons Stampfli et al. (2002). Ms: Meseta; Ib: Al-lòcton del NW d'Ibèria; Cm: Cadòmia; Am: Armòrica; Sx: Saxoturíngia; Sm: Serbomacedònia; Can: Cantàbria; Ap: Apúlia; Aq: Aquitània; Ab: Alborà; Sa: Sardenya; He: Helvètic; MD: Moldanubià; AA: Austroalpí; iA: Alpí intern; Ad: Adriàtic; Mn: Menderes; Ta: Taurus; SS: Sanandaj-Sirja; AL: Alborz; Af: Afganès; ANS Arabian Nubian Shield; Aa: Afif; OM: Ossa Morena. Font: Avigad et al. (2012).

de les mostres d'Andorra amb les d'altres regions perigondwàniques de les quals ja se'n coneix la posició, i es farà una proposta de possibles àrees font per a cada població de zircons. La figura 5.9, extreta d'Avigad et al. (2012), mostra un mapa simplificat del marge nord de Gondwana amb la situació dels terrenys perigondwànics i de les àrees font i la direcció de transport de les sorres que es van formar durant el Cambroordovicià. A partir d'aquesta figura i dels estudis realitzats fins al moment, s'han escollit mostres de diversos terrenys per comparar-les amb les mostres d'Andorra. D'entrada es van comparar amb diverses mostres del NW d'Ibèria (Díez-Fernández et al., 2012) i de Sardenya (Avigad et al., 2012) amb l'objectiu de fer una primera aproximació cap a un dels dos sectors (Margalef et al., 2014). Els resultats, que es mostren a la figura 5.10, indiquen que les mostres d'Andorra presenten una afinitat major amb les mostres de Sardenya. A partir d'aquests resultats s'han buscat terrenys afins a Sardenya al mapa de la

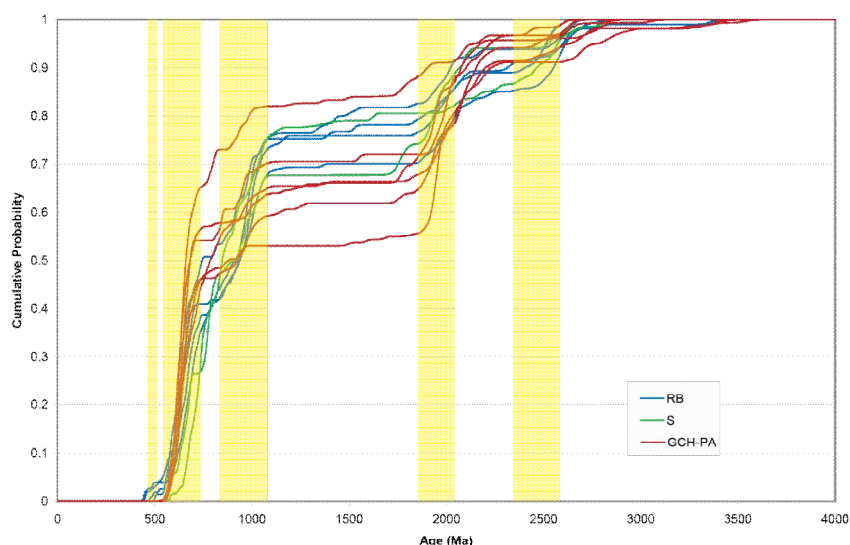


Figura 5.10: Diagrama de probabilitat acumulada amb les mostres RB-1, RB-2, RB-3 i RB-4 en blau, les mostres de Sardenya S-5 i S-14 en verd (Avigad et al., 2012), i les mostres GCH-PA-1 a GCH-PA-6 del NW d'Ibèria en vermell (Díez-Fernández et al., 2012). Les barres grogues mostren les principals poblacions d'edat de les mostres d'Andorra.

figura 5.9. Les mostres escollides han estat les següents:

- Mostres S-5 i S-14 de Sardenya (Avigad et al., 2012). La mostra S-5 prové d'uns gresos de la Fm Matoppa i pertany al Cambrià inferior, mentre que la mostra S-14 prové d'uns gresos de la Fm Cabitza i té una edat Cambrià mitjà.
- Mostres US-2 i UI-4 del sud de Jordània (Kolodner et al., 2006). La mostra US-2 prové d'una quarsarenita grollera que pertany a la Fm Umm Sahm (Ordovicià inferior). La mostra UI-4 prové d'una quarsarenita que pertany a la Fm Umm-Ishrin (Cambrià mitjà - superior).
- Mostra FIU-07 de Sicília (Williams et al., 2012). La mostra prové d'un gneis d'origen sedimentari de la unitat Aspromonte - Peloritani, i el protòlit del gneis té una edat Ediacarià superior - Cambrià inferior.
- Mostres CGH-PA-5 i CGH-PA-6 del NW d'Ibèria (Díez-Fernández et al., 2012). Pertanyen al Domini Esquistós (parautocton) del complex de Cabo Ortegal. La mostra CGH-PA-5 prové d'una quarsita de la part superior de les sèries de Queiroga, i té una edat ordoviciana. La mostra CGH-PA-6 és una metapelita de la part inferior de les sèries de Loiba (Cambroordovicià?), de prop de l'encavalcament basal del Domini Esquistós, a l'est del complex de Cabo Ortegal.
- Mostres OD-1 del NW d'Ibèria i OD-3 a la zona centre ibèrica (Fernández-Suárez et al., 2014). La mostra OD-01 correspon a una quarsita de la Fm Cándana - Herrería de la zona cantàbrica, i té una edat Cambrià inferior. La mostra OD-3 és un gres de la Fm Tamames de la zona centre ibèrica, i també té una edat Cambrià inferior.

- Mostres WALZ-01, IBR-02, SCS-05 i LAZ-26 que pertanyen a la Quarsita Armoricana (Ordovicià inferior) (Shaw et al., 2014). Les mostres WALZ-01, IBR-02 i LAZ-26 es troben a la part externa de la conca de rerepaís de la serralada varisca ibèrica. La mostra WALZ-01 pertany a la zona asturoccidental lleonesa i és la que es troba més cap al nord. Les mostres IBR-02 i LAZ-26 pertanyen a la zona centre ibèrica, la primera es troba més al nord que la segona. La mostra SCS-05 es troba a la part interna de la mateixa conca de rerepaís, i pertany al Sistema central.

D'entrada s'ha realitzat una sèrie de tests K-S per comparar les mostres d'Andorra amb la resta de mostres. El test K-S (Kolmogorov - Smirnov) mesura la probabilitat que dos patrons de distribució d'edat no provenguin de la mateixa població original. Aquest test compara les dues distribucions i determina si hi ha alguna diferència estadísticament significativa entre elles. El criteri fonamental és que si P , que és el resultat del test, és inferior a un valor donat (p.ex. 0.05) hi ha un interval de confiança específic (en aquest cas $>95\%$) que les dues distribucions no tinguin el mateix origen. El resultat del test és " P ", que té relació amb el grau de diferència entre dues mostres. Si P és elevat, és improbable que les dues mostres provenguin de poblacions diferents, i les diferències segurament es deuen a errors en el mostreig. Si P és baix, és probable que les mostres provenguin de poblacions diferents. El valor de P està relacionat amb el grau de confiança: per a un valor de $P=0.05$, l'interval de confiança és del 95% . Per a que el test doni resultats estadísticament significatius, ha d'haver-hi almenys 20 mostres (Guynn i Gehrels, 2010). Una de les limitacions d'aquest test és que és molt sensible a les proporcions de cada població d'edats, i dues poblacions idèntiques amb proporcions diferents poden donar un resultat negatiu del test. Cal interpretar les dades tenint en compte aquest factor. Un altre factor a tenir en compte és que els valors de P només es poden comparar en mostres amb un nombre d'anàlisis similars.

En aquest cas s'ha realitzat un test K-S entre les mostres abans citades, amb un interval de confiança del 95% (Fig. 5.11). La primera conclusió que es pot treure d'aquesta anàlisi és que les quatre mostres d'Andorra presenten una similitud significativa entre elles, que confirmaria el fet que tant les mostres que pertanyen al Cambroordovicià com la que pertany a l'Ordovicià superior podrien tenir un origen comú. D'altra banda, la mostra S-14 de Sardenya, les mostres US-2 i UI-4 de Jordània i la mostra IBR-02 de la zona centreibèrica també presenten una similitud significativa tant entre elles com amb les mostres d'Andorra. Això indica que estadísticament, no és probable que tinguin orígens diferents. La mostra S-5 de Sardenya, la FIU-07 de Sicília, i les WALZ-01 i SCS-05 de la Quarsita Armoricana presenten resultats estadísticament similars amb algunes de les mostres d'Andorra, i resultats sense una diferència estadísticament significativa amb les altres mostres. Com que aquest mètode té limitacions sobretot a nivell del nombre d'anàlisis que es comparen i de les proporcions en què es troben les poblacions, s'ha realitzat una comparació a partir de gràfics de probabilitat acumulada de cada grup de mostres respecte les mostres d'Andorra. Aquest tipus de gràfics permeten realitzar comparacions visuals amb diverses corbes a la vegada. Els resultats es presenten a la figura 5.12. En aquests gràfics es confirma que les poblacions de les mostres GCH-PA-5, GCH-PA-6 (fig. 5.12d), OD-1

	RB-1	RB-2	RB-3	RB-4	S-5	S-14	Us2	Ui4	FIU-07	CGH-PA-5	GH-PA-6	OD-1	OD-3	WALZ-01	IBR-02	LAZ-26	SCS-05
RB-1 (n=102)		0,054	0,309	0,906	0,623	1,000	0,679	0,845	0,010	0,004	0,000	0,000	0,000	0,086	0,425	0,000	0,230
RB-2 (n=73)	0,054		0,483	0,215	0,002	0,300	0,428	0,138	0,096	0,005	0,504	0,000	0,019	0,008	0,181	0,712	0,011
RB-3 (n=115)	0,309	0,483		0,254	0,016	0,785	0,882	0,496	0,045	0,000	0,072	0,000	0,000	0,007	0,869	0,038	0,030
RB-4 (n=147)	0,906	0,215	0,254		0,127	0,948	0,272	0,319	0,060	0,023	0,001	0,000	0,000	0,293	0,445	0,004	0,282
S-5 (n=63)	0,623	0,002	0,016	0,127		0,861	0,701	0,686	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,049	0,046	0,000	0,043
S-14 (n=32)	1,000	0,300	0,785	0,948	0,861		0,627	0,926	0,120	0,350	0,032	0,000	0,001	0,605	0,930	0,052	0,614
Us2 (n=32)	0,679	0,428	0,882	0,272	0,701	0,627		0,827	0,089	0,004	0,058	0,000	0,006	0,048	0,736	0,083	0,066
Ui4 (n=37)	0,845	0,138	0,496	0,319	0,686	0,926	0,827		0,037	0,006	0,018	0,000	0,000	0,678	0,547	0,066	0,822
FIU-07 (n=64)	0,010	0,096	0,045	0,060	0,000	0,120	0,089	0,037		0,008	0,010	0,000	0,014	0,005	0,019	0,069	0,004
CGH-PA-5 (n=162)	0,004	0,005	0,000	0,023	0,001	0,350	0,004	0,006	0,008		0,026	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002
CGH-PA-6 (n=142)	0,000	0,504	0,072	0,001	0,000	0,032	0,058	0,018	0,010	0,026		0,000	0,001	0,000	0,003	0,010	0,000
OD-1 (n=199)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
OD-3 (n=142)	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	0,001	0,006	0,001	0,014	0,000	0,001	0,000		0,000	0,000	0,054	0,000
WALZ-01 (n=139)	0,086	0,008	0,007	0,293	0,049	0,605	0,048	0,678	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000		0,077	0,000	0,998
IBR-02 (n=125)	0,425	0,181	0,869	0,445	0,046	0,930	0,736	0,547	0,019	0,000	0,003	0,000	0,000	0,077		0,002	0,167
LAZ-26 (n=141)	0,000	0,712	0,038	0,004	0,000	0,052	0,083	0,066	0,069	0,000	0,010	0,000	0,054	0,000	0,002		0,000
SCS-05 (n=140)	0,230	0,011	0,030	0,282	0,043	0,614	0,066	0,822	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,998	0,167	0,000	

Figura 5.11: Test K-S entre les mostres d'Andorra (mostres RB1 a RB4), de Sardenya (mostres S-5 i S-15, Avigad et al., 2012), de Jordània (mostres US-2 i UI-4, Kolodner et al., 2006), de Sicília (mostra FIU-07, Williams et al., 2012), del parautòcton del NW d'Ibèria (mostres CGH-PA-5 i CGH-PA-6, Díez-Fernández et al., 2012), de la zona cantàbrica (mostra OD 1, Fernández-Suárez et al., 2014), de la zona centre ibèrica (mostra OD-3, Fernández-Suárez et al., 2014 i mostres LAZ-26, SCS-05 i IBR-02, Shaw et al., 2014) i de la zona asturoccidental lleonesa (mostra WALZ-01, Shaw et al., 2014). En verd es marquen els resultats estadísticament similars ($P > 0.05$), en groc els resultats sense una diferència estadísticament significativa ($0.05 > P > 0.001$), i en blanc els resultats amb una diferència estadísticament significativa ($P < 0.001$). Les mostres marcades amb verd indiquen que donen resultats estadísticament similars amb totes les mostres d'Andorra, mentre que les mostres marcades amb taronja presenten només aquesta similitud amb dues de les mostres.

i OD-3 (fig. 5.12e) difereixen considerablement de les poblacions de les mostres d'Andorra. Respecte a les mostres de Sardenya S-14 i S-5 (fig. 5.12a) es pot considerar que totes dues presenten un comportament molt similar a les mostres d'Andorra i que, per tant, podrien tenir un origen comú. En quant a les mostres de Jordània US-2 i UI-4 (fig. 5.12b), la primera d'elles si que dona unes poblacions molt semblants a les d'Andorra, mentre que la segona té una proporció considerablement major de zircons d'edat toniana. Tot i això, també podrien tenir un origen comú amb les mostres andorranes. La mostra de Sicília FIU-07 (fig. 5.12c) presenta un patró semblant, excepte per l'absència de la població de zircons del Paleoproterozoic. Per últim, les mostres de la Quarsita Armoricana (fig. 5.12f) també presenten una distribució de les poblacions semblant a la descrita a Andorra, excepte per la mostra LAZ-26, tal i com mostrava el test K-S.

A partir d'aquestes observacions s'ha elaborat un gràfic de probabilitat acumulada amb totes les mostres que presenten similituds amb les mostres d'Andorra (Fig. 5.13). Per últim, i per acabar de comparar poblacions d'edat i proporcions de les poblacions, s'ha superposat els gràfics de probabilitat relativa de les diverses mostres amb els marcadors dels principals grups d'edat a Andorra. Els resultats es presenten a la figura 5.14. De la comparació d'aquests gràfics

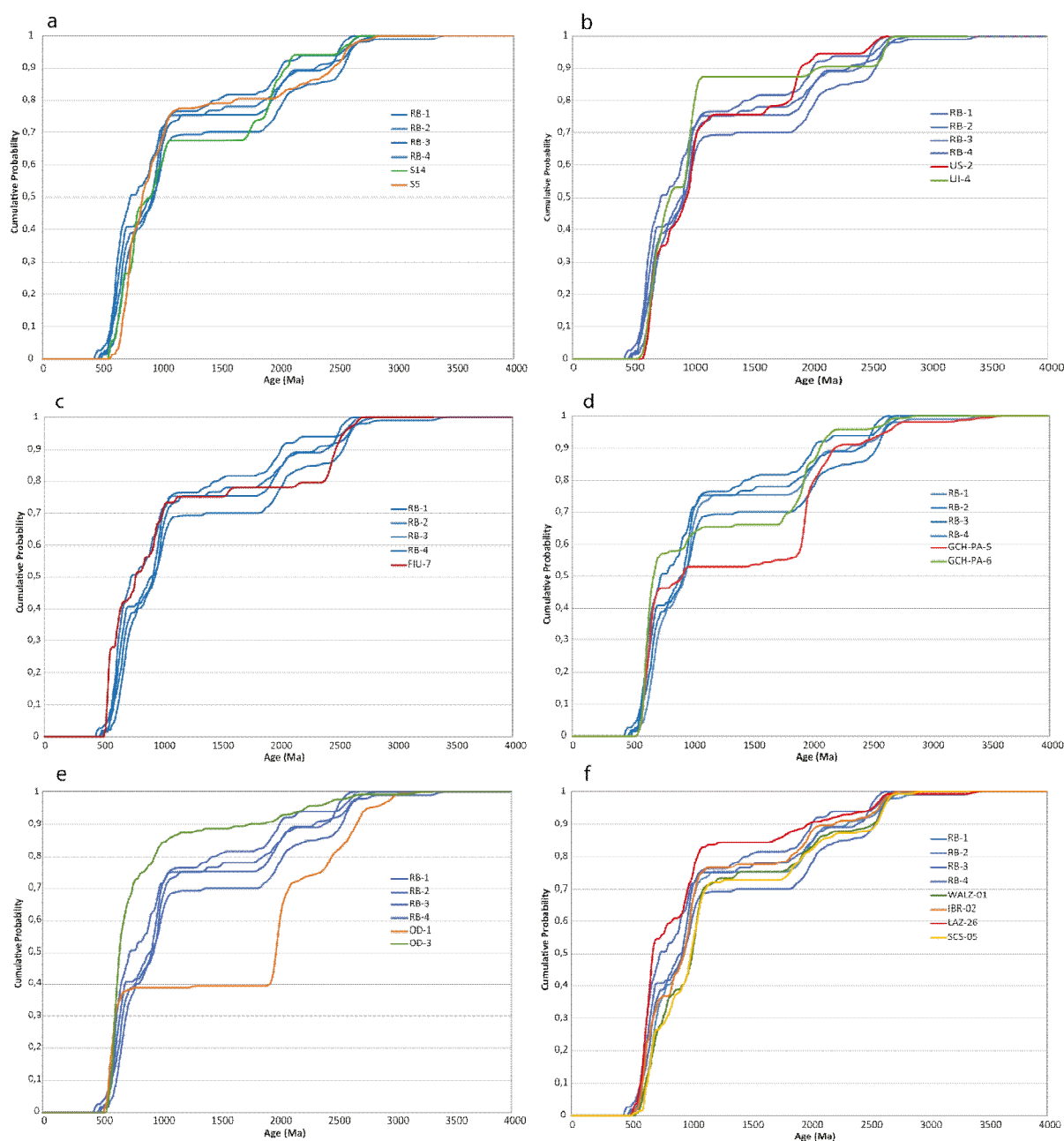


Figura 5.12: Gràfics de probabilitat acumulada per a les mostres d'Andorra amb cadascun dels grups de mostres estudiats. a: mostres S-5 i S-14 de Sardenya (Avigad et al., 2012), b: mostres US-2 i UI-4 de Jordània (Kolodner et al., 2006), c: mostra FIU-07 de Sicília (Williams et al., 2012), d: mostres CGH-PA-5 i CGH-PA-6 del NW d'Ibèria (Díez-Fernández et al., 2012), e: mostra OD 1 de la zona cantàbrica i mostra OD-3 de la zona centre ibèrica (Fernández-Suárez et al., 2014), f: mostres LAZ-26, SCS-05 i IBR-02 de la zona centre ibèrica i mostra WALZ-01 de la zona asturoccidental lleonesa (Shaw et al., 2014).

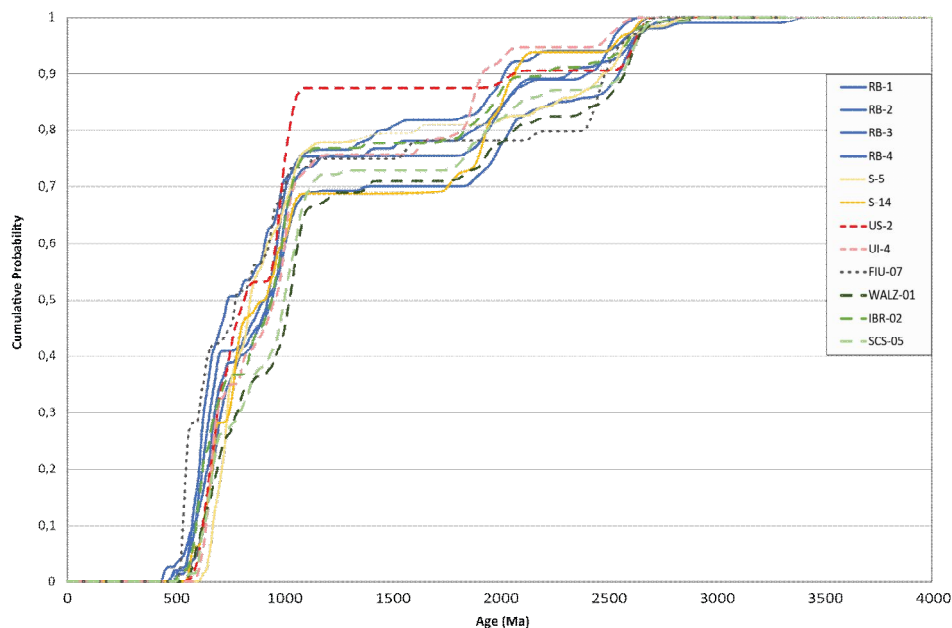


Figura 5.13: Gràfic de probabilitat acumulada amb dades d'Andorra, Sardenya (Avigad et al., 2012), Jordània (Kolodner et al., 2006), Sicília (Williams et al., 2012) i la Quarsita Armoricana (Shaw et al., 2014).

amb els de la figura 5.5 se'n poden extreure les següents observacions:

Sardenya: Les mostres de Sardenya tenen una edat entre Cambrià inferior i mitjà, això explicaria l'absència de la primera població de zircons observada a Andorra (Cambrià inferior - Ordovicià inferior). Les poblacions del Neoproterozoic i del Tonià-Estenià apareixen en una proporció similar a les d'Andorra. La mostra S-5 té una petita població de zircons del Mesoproterozoic semblant a la que presenten les mostres RB-2, RB-3 i RB-4. La població del Paleoproterozoic de la mostra S-14 també és similar, mentre que la de la mostra S-5 és molt inferior. La població del Neoarquèà és similar a la de les mostres d'Andorra. La mostra S-5 presenta poblacions reduïdes entre els 2100 i els 2300 Ma que també s'observen en les mostres andorranes. Es pot concloure que les mostres de Sardenya tenen una similitud molt elevada amb les mostres d'Andorra i és molt probable que les roques d'on s'han extret comparteixin una o diverses àrees font.

Jordània: Les mostres de Jordània tenen una edat entre Cambrià mitjà i Ordovicià inferior. Les poblacions del Neoproterozoic, del Tonià-Estenià, del Paleoproterozoic i del Neoarquèà apareixen en una proporció similar a les d'Andorra. D'altra banda, la mostra UI-4 presenta una població de zircons reduïda però concentrada al voltant dels 1600 Ma, una mica desplaçada respecte a la població del Mesoproterozoic d'Andorra, i una població paleoproterozoica més estesa en el temps, que comença als 1800 Ma. En aquest cas també es

podria parlar d'una àrea font comuna per aquestes roques i les mostrejades a Andorra, almenys pels zircons anteriors al Cambrià inferior, o bé que compartissin almenys una àrea font i que les poblacions més joves d'Andorra provinguessin d'un altre sector que no alimentés la conca de Jordània.

Sicília: La mostra de Sicília presenta una primera població al Cambrià inferior semblant a la població més jove d'Andorra, tot i que la de Sicília no té una edat màxima de Cambrià inferior. El pic de població principal en aquest sector es trobaria vora els 540 Ma, mentre que el pic principal a Andorra es troba aproximadament als 650 Ma. Tot i això, les mostres coincideixen en la presència d'un grup de població al Neoproterozoic, un altre de menys important al Tonià - Estenià i el més antic al Neoarquè. A Sicília, però, no existeix la població paleoproterozoica. Aquest fet fa descartar d'entrada que l'àrea font sigui exactament la mateixa que a Andorra, tot i que podrien tenir algun tipus d'aportació comuna.

Quarsita Armoricana: Les mostres IBR-02 i SCS-05 presenten una població de zircons cambroordoviciana similar a la població d'aquesta edat de les mostres d'Andorra. Aquesta població no existeix en la mostra WALZ-01. Les poblacions neoproterozoica, tonia-esteniana i neoarqueana són similars a les de les mostres d'Andorra. La població paleoproterozoica s'estén una mica més en el temps en les mostres de la Quarsita Armoricana que no pas a Andorra. En les tres mostres hi ha una població reduïda de zircons d'edat mesoproterozoica semblant a la que s'observa en les mostres RB-2, RB-3 i RB-4. Per últim, les mostres de la Quarsita Armoricana presenten una població molt reduïda de zircons d'uns 2900 Ma (Mesoarquè) que no existeix en les mostres d'Andorra. D'aquesta comparació es pot concloure que tant Andorra com la part més oriental de la Quarsita Armoricana podrien compartir gran part de les aportacions de material.

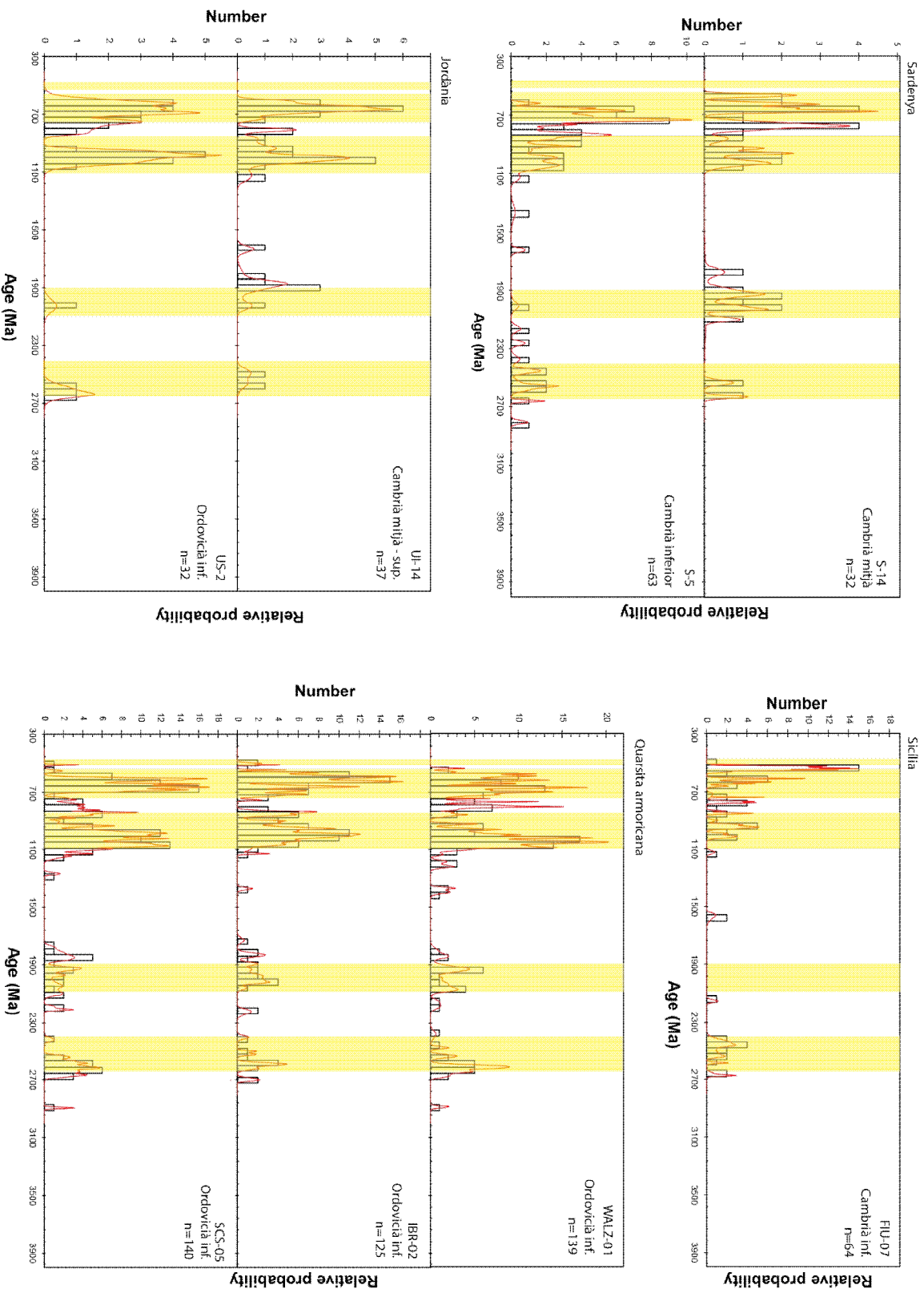


Figura 5.1.4: Gràfics de probabilitat relativa amb les dades de Sardenya (Avigad et al., 2012), Jordània (Kolodner et al., 2006), Sicília (Williams et al., 2012) i de la Quarista Armoricana (Shaw et al., 2014). Les barres grogues mostren les poblacions d'edat principals a Andorra.

Implicacions paleogeogràfiques

Segons les dades analitzades, els Pirineus, o almenys la zona d'Andorra, s'hauria de trobar molt propera a Sardenya durant el Cambrià superior i l'Ordovicià. Segons Avigad et al. (2012), Sardenya es trobaria al marge nord de Gondwana, entre els anomenats terrenys perigondwànics, a l'est de Cantàbria i al nord d'Apúlia (Veure fig. 5.9).

Els zircons més joves (<500 Ma) es poden atribuir al magmatisme cambroordovicià relacionat amb el rifting del marge nord de Gondwana (Shaw et al., 2014). La procedència dels zircons d'edat Neoproterozoic i Neoarqueà a Paleoproterozoic es reconeix en l'escorça precambriana exposada del nord d'Àfrica, per exemple, a l'escut Tuareg (Tuareg Shield), al Metacrató del Sàhara (Abdelsalam et al., 2002, Meinhold et al., 2011 i referències del text, Avigad et al., 2012), o a l'escut d'Aràbia i Núbia (Arabian - Nubian Shield) (Avigad et al., 2003). En general, es considera que aquestes són les àrees font dels zircons d'edat Neoproterozoic i Neoarqueà - Paleoproterozoic als terrenys perigondwànics (Avigad et al., 2012; Díez-Fernández et al., 2012; Shaw et al., 2014).

Per a les poblacions de zircons d'edat Tonià - Estenià, en canvi, no hi ha un origen proximal conegut que pugui donar lloc a la gran quantitat de zircons d'aquesta edat observats en alguns dels terrenys perigondwànics (Líbia: Meinhold et al., 2011; Altumí et al., 2013, Sicília: Williams et al., 2012, Israel: Kolodner et al., 2006; Avigad et al., 2003, Jordània: Kolodner et al., 2006, Massís de Menderes: Zlatkin et al., 2013, alguns sectors del Massís Ibèric: Fernández-Suárez et al., 2014; Shaw et al., 2014, Marroc: Avigad et al., 2012 o Sardenya: Avigad et al., 2012). D'entrada, l'existència d'aquesta població de zircons descarta un origen dels sediments al Crató d'Àfrica Occidental (West African Craton) (Abati et al., 2010; Shaw et al., 2014). Si bé aquestes poblacions de zircons s'han observat en alguns sectors del nord de l'Àfrica, com a l'estructura de Hoggar (Fezaa et al., 2010; Linnemann et al., 2011) o a l'escut d'Aràbia i Núbia (Kolodner et al., 2006) entre d'altres, aquestes procedències del nord d'Àfrica i d'Aràbia no poden aportar la gran quantitat de zircons d'aquesta edat que s'han trobat al llarg del marge nord de Gondwana. Segons Shaw et al. (2014), la direcció de transport dominant en sentit cap al nord suggereix un model de transport de sediments de llarga distància a través de tot el nord de l'Àfrica. Aquesta hipòtesi corrobora el model de la "Transgondwana Belt" i el "Gondwana super fan system" associat, proposada per Squire et al. (2006) i justificada per Meinhold et al. (2013). Aquesta hipòtesi aporta una nova font per als zircons d'edat Grenviliana, que fins ara eren atribuïts a una font amazònica situada a l'oest del Crató d'Àfrica Occidental (Fernández-Suárez et al., 2000; Linnemann et al., 2004, entre d'altres).

Segons els diversos estudis realitzats en les roques del marge nord de Gondwana i dels terrenys perigondwànics, la paleogeografia d'aquest sector del continent és la següent: durant el Paleozoic inferior (Cambrià inferior - Ordovicià), el marge nord d'Àfrica i d'Aràbia era una plataforma sedimentària en la que s'hi van dipositar grans extensions de sorra riques en quars que han donat lloc a les quarsites que trobem actualment al sud d'Europa (Avigad et al., 2003, 2005; Kolodner et al., 2006). Aquestes sorres estaven formades de sediments relativament recents (neoproterozoics) formats durant l'orogènesi pan africana i molt abundants al nord

d'Àfrica, i per d'altres sediments amb procedències més distals. El sentit de transport del sediment era del sud cap al nord (Avigad et al., 2005; Kolodner et al., 2006; Shaw et al., 2014, entre d'altres). Durant el Cambrià, les àrees font principals d'aquestes sorres eren els terrenys neoproterozoics formats durant l'orogènia pan africana, i són sediments de primer cicle erosionats del basament igni Criogenià - Ediacarià, fet que explica la gran quantitat de zircons detrítics d'edat 0.53-0.75 Ga presents al nord d'Àfrica i d'Aràbia i al sud d'Europa (Avigad et al., 2003, 2005; Meinhold et al., 2013). Segons Meinhold et al. (2013), a l'Ordovicià hi ha una migració cap al sud dels sistemes fluvials, de manera que aquests incorporen àrees font distals més antigues d'Àfrica central i oriental, que inclouen part del basament de 1.0 Ga, com podrien ser el *Fold Belt* d'Àfrica central, al nord del crató del Congo (De Wit et al., 2005; Toteu et al., 2006), els cinturons d'Irumide o Moçambic (Bingen et al., 2009; De Waele et al., 2009), o els metasediments ediacarians de Madagascar (Cox et al., 2004). Aquest canvi vindria donat per un aixecament tectònic dins de Gondwana durant l'Ordovicià (Meinhold et al., 2011 i referències en el text). D'aquesta manera, a partir de l'estudi dels zircons detrítics de diferents sectors del nord d'Àfrica i Aràbia i del Mediterrani, Meinhold et al. (2013) justifica la hipòtesi proposada prèviament per Squire et al. (2006). Aquest model proposa l'existència d'una supermuntanya transgondwànica de direcció N-S que ocuparia gran part de l'est d'Àfrica actual, i que tindria un sistema de drenatge associat que aquests autors anomenen "*Gondwana super fan system*". Aquest súper ventall transportaria sediment de sud cap a nord i tindria el seu límit entre Líbia i Algèria. Les regions que rebien sediment d'aquest súper ventall contindrien zircons d'edat 1.0 Ga, mentre que més a l'oest de Líbia, fora de l'abast d'aquest sistema de drenatge, les roques que s'hi van formar no contenen aquesta població de zircons.

En aquest context, Andorra (i Sardenya) s'haurien de situar en algun punt en què per una banda rebessin influència dels sediments del Metacrató del Sàhara, i per l'altra que es trobés dins la zona de desembocadura del "*Gondwana super-fan system*". Aquesta zona tindria el seu límit oest a entre les actuals Líbia i Algèria, i el seu límit est a la desembocadura del sistema de drenatge de l'escut d'Aràbia i Núbia.

En base al grau de semblança entre les mostres d'Andorra i la resta de mostres comparades, es pot concloure que:

- La població de zircons del Neoproterozoic és similar en totes les mostres, com que l'àrea font d'aquesta població és molt abundant durant el Paleozoic inferior (Metacrató del Sàhara, escut d'Aràbia i Núbia) aquesta no és una població determinant per a la situació paleogeogràfica de les mostres.
- La presència o absència de la població de zircons Grenvilians (Tontità - Estenià) sí que té implicacions paleogeogràfiques. Les mostres on aquesta població està representada per una proporció elevada de zircons han de situar-se cap a l'est, mentre que les mostres on aquesta proporció és menys important o inexistent s'han de situar cap a l'oest de l'àrea d'influència del sistema de súper ventalls de Gondwana (Líbia - Algèria). En aquest sentit, les roques d'Andorra es trobarien properes a les de Sardenya i a la mostra IBR-02 de la quarsita Armoricana. Les mostres de Jordània tenen una proporció sensiblement major

d'aquesta població, mentre que en el cas de la mostra de Sicília és clarament inferior. Les mostres WALZ-01 i CSC-05 de la Quarsita Armoricana tenen el pic d'edat Grenvilià lleugerament desplaçat cap a edats més antigues.

- La població paleoproterozoica també provindria del Metacrató del Sàhara o de l'escut d'Aràbia i Núbia. En aquest cas les mostres d'Andorra mostren afinitat amb la mostra S-14 de Sardenya, i les de la Quarsita Armoricana, i difereixen completament de la mostra de Sicília i les de Jordània.
- La població neoarqueana és similar en tots els casos i en aquest cas no aporta informació determinant a nivell paleogeogràfic.

Shaw et al. (2014) fan una reconstrucció de la Quarsita Armoricana del Massís Ibèric. Aquests autors consideren que durant el Paleozoic inferior, aquesta quarsita es troba just al nord del Metacrató del Sàhara i de l'escut d'Aràbia i Núbia, i forma el marge passiu nord de Gondwana, amb una direcció oest - est. La mostra WALZ-01 seria la més oriental, mentre que la SCS-05 seria la més occidental. Andorra es trobaria situada a la mateixa alçada que la mostra IBR-02, més a l'oest que Jordània (menys aportacions Grenvilianes) i possiblement més a l'est que Sicília (que té poques aportacions Grenvilianes), i rebria aportacions tant del Metacrató del Sàhara, com de l'escut d'Aràbia i Núbia i del sistema de súper ventalls de Gondwana. Dins aquest context, Andorra es trobaria possiblement més allunyada del continent que la quarsita, segons criteris sedimentològics. Mentre que a l'Ordovicià inferior, al marge passiu de Gondwana s'hi formava la Quarsita Armoricana, a Andorra hi trobem sediments que s'han considerat marins, que representarien el marge de la plataforma o el talús (Robardet, 2002). Amb aquestes noves consideracions s'ha modificat el mapa d'Avigad et al. (2012) (Fig. 5.15).

5.4. Conclusions

1. L'edat màxima de sedimentació per a la part superior de la Fm de Jújols en base a la població de zircons detrítics més jove és de 478 ± 5 Ma (Ordovicià inferior), mentre que per a la Fm quarsita de Bar és de 443 ± 6 Ma (Ordovicià superior - Silurià basal). Totes les mostres presenten patrons d'edat U-Pb similars. Les principals poblacions d'edat corresponen al Cambroordovicià (480-510 Ma), Ediacarià - Criogenià (550-750 Ma), Tonià - Estenià (850 - 1100 Ma), Paleoproterozoic (1.9-2.1 Ga) i Neoarqueà (2.45-2.65 Ga).
2. L'absència d'una població de zircons d'edat Ordovicià mitjà suggereix una aturada sedimentària durant aquesta època i confirma la presència d'una discordança a la base de la sèrie de l'Ordovicià superior, ja reconeguda per criteris estructurals, estratigràfics i cartogràfics. El fet que el patró de poblacions d'edat sigui similar per sobre i per sota de la discordança intraordoviciana implica que probablement no hi ha hagut canvis en el sistema sedimentari ni en l'àrea font de les dues sèries.

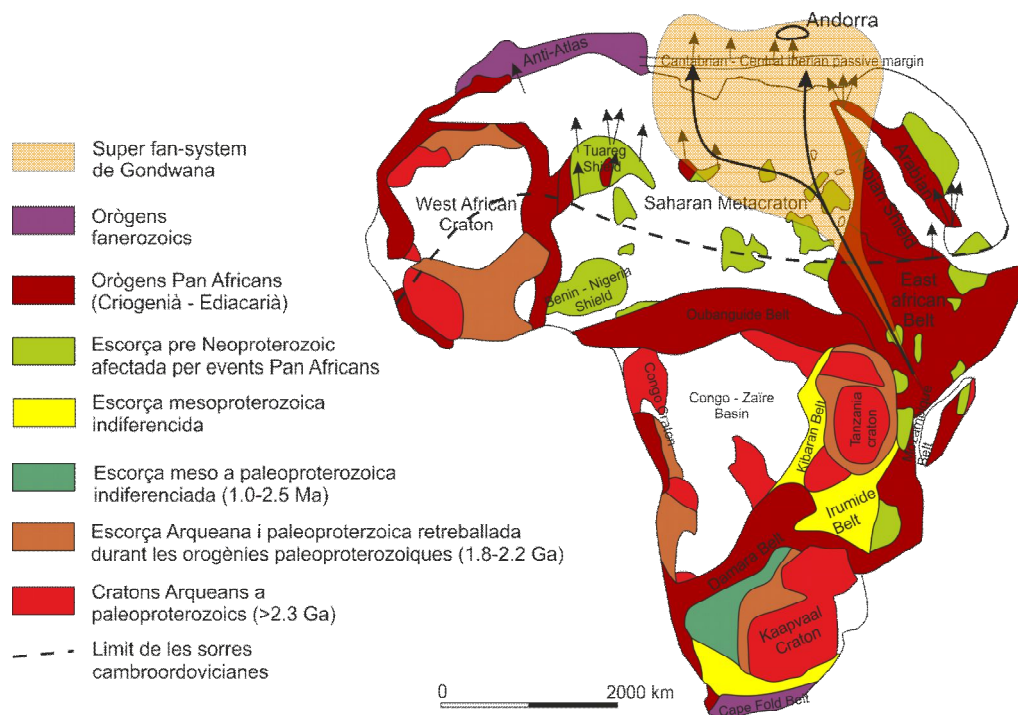


Figura 5.15: Reconstrucció de Gondwana occidental a l'Ordovicià inferior - mitjà. Modificat de Shaw et al. (2014), a partir de la compilació de Linnemann et al. (2011). Dades d'Àfrica del nord de Morag et al. (2012). Geologia de Madagascar de Kroner (2001). Gondwana super-fan system a partir de Meinhold et al. (2013).

3. Els patrons d'edat obtinguts s'han comparat amb altres terrenys perigondwànics com el NW d'Ibèria, Sardenya, Sicília i Jordània. La semblança amb els patrons de Sardenya i amb una mostra de la Quarsita Armoricana suggereix que podien compartir la mateixa àrea font i que tenien una situació paleogeogràfica propera en temps ordovicians. A partir de la comparació amb estudis realitzats prèviament en diferents sectors del marge nord de Gondwana, es proposa una posició d'Andorra davant del Metacrató del Sàhara, desplaçada cap a l'est dins el sistema de súper ventalls de Gondwana, i separada del continent en direcció nord.

Capítol 6

L'estructura del sud d'Andorra

6.1. Introducció	91
6.2. Talls geològics generals	92
6.2.1. Metodologia	93
6.2.2. Descripció dels talls geològics restituïts	100
6.2.3. La restitució dels talls	105
6.3. Descripció de les unitats estructurals	110
6.3.1. El dom de la Rabassa	110
6.3.2. El sinclinal de Llavorsí	111
6.3.3. L'anticlinal de la Massana	114
6.3.4. El sector d'Envalira	115
6.4. L'evolució estructural del sud d'Andorra	119
6.4.1. Estructures de deformació anteriors a la foliació principal	123
6.4.2. Fase de deformació principal D2	130
6.4.3. Episodis de deformació posteriors	135
6.4.4. La deformació alpina	139
6.5. Conclusions	139

6.1. Introducció

L'àrea d'estudi d'aquesta tesi inclou les unitats estructurals tradicionalment anomenades dom de la Rabassa (Hartevelt, 1970), l'extrem oriental del sinclinal de Llavorsí (Sinclinal de Tírvia - Espot segons Zandvliet, 1960, redefinit com a sinclinal de Llavorsí per Hartevelt, 1970) i de l'anticlinal de la Massana (Zwart, 1965), i part del massís de la Pallaresa (Anticlinal Central segons Zandvliet, 1960, redefinit com a anticlinori de Salat - Pallaresa per Oele, 1966). Les roques que hi afloren són d'edat paleozoica i han estat afectades almenys per les orogènies

herciniana i alpina. La primera és la responsable de la formació de la majoria d'estructures de deformació que s'observen, que no han quedat esborrades a causa de la segona. El paper de l'orogènia alpina en aquest sector es limita a la rotació o translació de les roques deformades anteriorment, i a alguna mesoestructura de deformació poc important (García-Sansegundo, 2004).

Les roques prehercinianes del Pirineu es caracteritzen per haver sofert una tectònica herciniana polifàsica que ha generat diverses estructures de deformació, les més importants són les foliacions, els plects i els encavalcaments, però també presenten falles normals. La metodologia emprada per a l'estudi de l'estructura de les roques d'Andorra s'ha basat en les observacions de camp d'aquest tipus d'estructures, la presa de dades d'estratificació, foliacions, fractures, i la interpretació d'esquemes de camp i de fotografies. Amb la incorporació d'aquestes dades mesoestructurals a la cartografia geològica s'ha pogut realitzar tres talls geològics generals i quatre de més detall que han servit per definir la macroestructura de la regió i la relació entre les fases deformatives. En aquest capítol es farà una descripció de les fases de deformació observades o deduïdes a partir de dades de camp, amb les que s'han construït els talls geològics restituïts. Finalment, es proposarà un model d'evolució estructural del sector estudiat.

6.2. Talls geològics generals

En aquest apartat es presenten els tres talls geològics generals que cobreixen la zona estudiada (Annexos 2, 3 i 4). Es tracta de talls compensats i que s'han restituït utilitzant la metodologia que es descriu més endavant. Els talls tenen una direcció N-S que es considera que és aproximadament perpendicular a la direcció de transport i a la majoria d'estructures principals. D'oest a est, els talls són els següents (Localització dels talls a l'annex 1 i a la fig. 3.1):

A-A': Des del Poble de Pal, al nord, al d'Arcavell, ja a l'Alt Urgell, al sud; talla l'anticlinal de la Massana, el sinclinal de Llavorsí (incloent-hi el plutó de Santa Coloma) i el sector occidental del dom de la Rabassa. Aquest tall creua diversos afloraments de materials silurians que presenten una estructura complexa i que serà discutida a l'apartat 6.2.2.

B-B': Des del nord d'Escàs, al nord, al Coll Pelat (Alt Urgell), al sud; talla l'anticlinal de la Massana, el sinclinal de Llavorsí i el dom de la Rabassa en un dels punts on té major amplitud.

Aquests dos talls són paral·lels, tallen les mateixes estructures i estan separats una distància d'uns 3 quilòmetres, fet que ha permès estudiar la geometria de les estructures no només en direcció nord - sud, sinó també comprovar que en direcció E-W fossin coherents (Dahlstrom, 1969).

Per últim, el tall C-C' s'ha realitzat al límit oriental de la zona d'estudi, des de la Cabana de la Portella, al nord, als Clots de la Menera al sud, on limita amb el batòlit d'Andorra

- Montlluís. En aquest cas talla el massís de la Pallaresa fins al límit nord de la zona d'estudi, prop de la falla de Soldeu.

6.2.1. Metodologia

Com ja s'ha explicat en apartats anteriors, la realització dels talls geològics ha estat important no només per a la interpretació de l'estructura i l'evolució de la regió, sinó també perquè ha aportat dades que han ajudat a millorar la cartografia geològica. A la figura 6.1 es mostra el diagrama de flux que resumeix la metodologia que s'ha utilitzat per a la construcció de talls, i que s'explica detalladament a continuació.

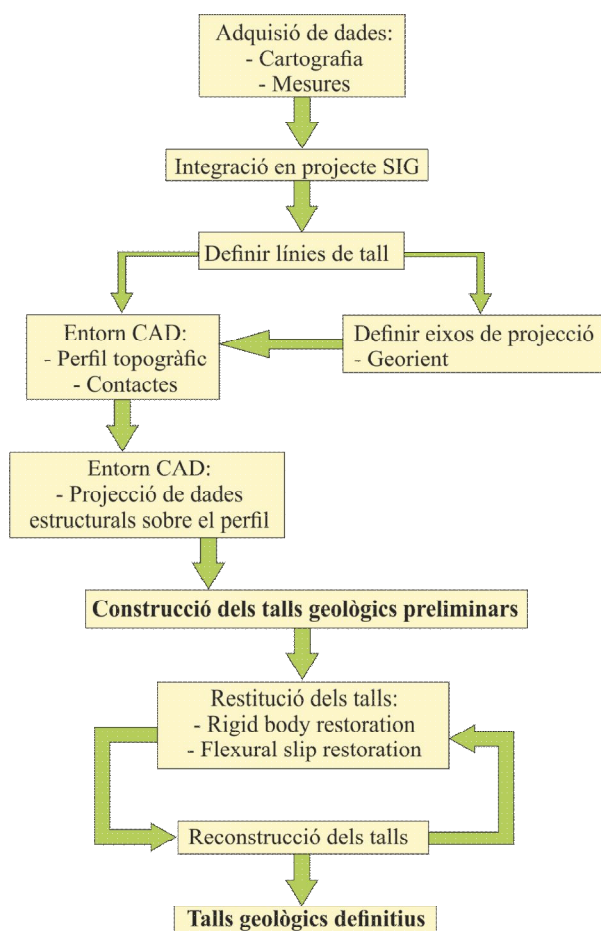


Figura 6.1: Diagrama de flux de la metodologia emprada per construir els talls geològics.

1. **Adquisició de dades:** Inclou la realització de la cartografia de camp de les diferents litologies, la cartografia de falles i encavalcaments en els sectors on es veuen o s'intueixen, la interpretació de mesoestructures a nivell d'afiorament, i la presa de mesures estructurals d'estratificació, foliacions, eixos de plects, lineacions d'intersecció i lineacions d'estirament i estries de falla.

2. **Integració de les dades en un entorn SIG:** En aquesta fase s'ha incorporat tota la informació disponible de camp a un projecte SIG (Sistema d'Informació Geogràfica). En aquest cas s'ha utilitzat el programa de visualització i edició de dades cartogràfiques Arc GIS 9.3 de l'empresa ESRI. El projecte inclou com a cartografia de base una topografia d'Andorra a escala 1:5.000, un model digital del terreny de mida de cel·la de 5 metres i l'ortofotografia del Govern d'Andorra de l'any 2012. En aquest projecte s'hi han generat les diverses capes per representar les dades de camp: polígons per a les litologies, línies per als contactes i punts per a les mesures estructurals.
3. **Selecció de dades:** Un cop elaborat el mapa geològic preliminar, s'han escollit les zones més adients per a realitzar-hi els talls. S'ha tingut en compte que la direcció dels talls fos perpendicular a la direcció de transport, que hi hagués un nombre de mesures estructurals important i que tallés l'Ordovicià superior a l'anticlinal de la Massana per a poder analitzar la seva relació amb les roques infra i suprajacents. Un cop s'han definit les línies de tall, s'han seleccionat les mesures que queden a una distància inferior als 800 metres a banda i banda de cada tall. Aquestes seran les mesures que es projectaran al tall i que s'utilitzaran per definir-ne l'estructura.
4. **Conversió de la cartografia a un entorn CAD:** Les dades cartogràfiques de litologia i contactes s'han convertit a un entorn CAD (Disseny assistit per ordinador, *computer-aided design* en anglès), en aquest cas a format .DGN per a treballar amb el programa Microstation v8.1 de l'empresa Bentley. Aquest programa permet extreure el perfil topogràfic a partir del model digital d'elevacions. Com que tant el tall A-A' com el B-B' tenen el seu límit sud dins la comarca de l'Alt Urgell, a Catalunya, ha calgut incorporar informació topogràfica en 3 dimensions d'aquest sector. Concretament, s'han utilitzat els fulls 272-076 (Farga de Moles) i 273-076 (Arcavell), escala 1:5.000 de l'Institut Geològic de Catalunya. Ha calgut transformar els fulls de coordenades UTM a coordenades Lambert per poder-les projectar amb la cartografia de base d'Andorra. Dins aquest procés s'han situat els contactes entre formacions en el tall geològic.

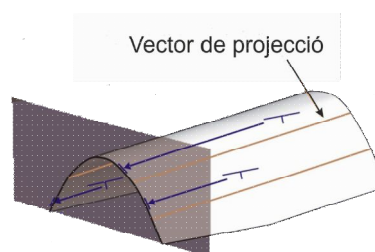


Figura 6.2: Projecció de dades estructurals a partir del vector de projecció.

5. **Eixos de projecció:** Paral·lelament s'ha fet un procés d'anàlisi de les mesures estructurals. Per a projectar dades estructurals que tenim definides en un espai 3D (amb valors de x, y i z) sobre un tall geològic, que és un pla en 2D, cal definir un vector o eix de projecció d'aquestes dades sobre el tall (Fig. 6.2). La idea és traslladar totes les mesures que tenim en l'espai (en aquest cas s'han agafat mesures fins una distància de 800 metres

a banda i banda del tall) sobre el pla y-z que correspon al tall N-S. Per distorsionar el mínim la realitat, tenint en compte que estem movent les mesures del lloc on van ser preses, aquesta translació es fa utilitzant els eixos dels plecs com a vector de projecció. En una zona amb una sola fase de deformació, aquest vector serà uniforme a tota la zona i coincidirà amb l'eix dels plecs; n'hi haurà prou amb projectar les mesures d'estratificació i trobar l'eix de plegament. En aquest cas, si el tall és perpendicular a les estructures, el cabussament aparent coincidirà amb el cabussament real. Com es veurà en els següents apartats, al sector d'estudi s'hi diferencia més d'una fase de deformació, i la projecció estereogràfica de les mesures d'estratificació mostra una variació molt gran que no permet definir un eix de plec únic i uniforme per tots els sectors i per totes les estructures. A més, no totes les estructures estan plegades de la mateixa manera: les més antigues seguiran un patró complex de deformació polifàsica, mentre que les més modernes seguiran un patró més simple que es podrà definir amb un únic vector. En aquests casos cal dividir la zona en sectors amb comportament estructural similar, buscar un vector de projecció de cadascun d'ells i fer la projecció de cada sector per separat. En aquests casos, on és probable que el tall no sigui sempre perpendicular a les estructures, els valors de cabussament projectats seran aparents. Aquest procés està automatitzat en la macro `dipprojv8-2006` (Fernández, 2004) del Grup de Recerca Geomodels per al Geopak de Microstation, on només cal entrar les mesures a projectar i el vector de projecció. S'han diferenciat estructures que pertanyen a 3 fases de deformació diferents i s'han projectat amb els vectors següents:

S0 : Estratificació. Està plegada per més d'una fase de deformació, així que s'han dividit les àrees dels plecs en tres sectors: sud, centre i nord per als talls A-A' i B-B' (Figs. 6.3 i 6.4). Les mesures d'estratificació en el tall C-C' són prou homogènies i no s'ha dividit en sectors (Fig. 6.5).

S1 : Foliació plegada per almenys una fase de deformació. S'ha utilitzat com a vector de projecció l'eix del plec que dibuixen les mesures d'aquesta foliació en projecció estereogràfica. La poca quantitat de mesures ha fet impossible treballar per sectors (Fig. 6.6).

S2 : Foliació principal, que no està plegada per fases posteriors. El vector de projecció correspon a la direcció de capa d'aquesta foliació, ja que no està afectada per deformacions posteriors (Fig. 6.7).

S3 : Foliació molt localitzada i sense plecs associats. També s'ha utilitzat com a vector de projecció la direcció de capa d'aquesta foliació (Fig. 6.8).

6. Restitució dels talls: Els talls resultants de l'apartat anterior s'han restituit amb l'objectiu de validar-ne la interpretació. Un tall que no es pot restituir és geològicament inviable, i caldrà modificar-ne la interpretació fins que es pugui restituir de manera satisfactòria. Segons Dahlstrom (1969): “En un ambient geològic determinat existeixen un nombre limitat d'estructures possibles que es poden definir com a “regles del terreny”.

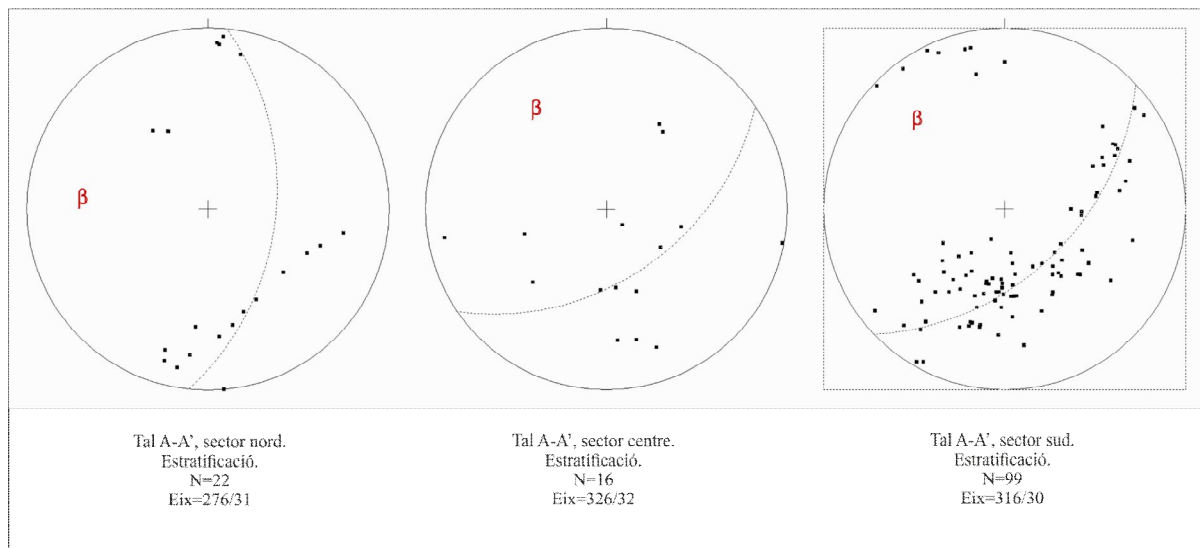


Figura 6.3: Vectors de projecció de l'estratificació del tall A-A'; 276/31 per al sector nord, 326/32 per al sector central i 316/30 per al sector sud.

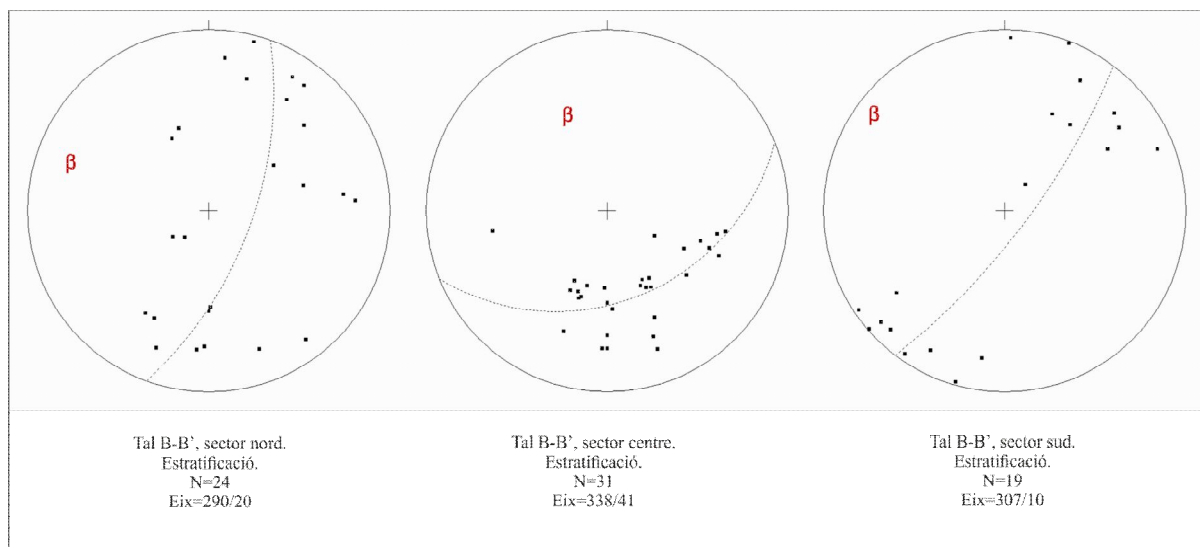
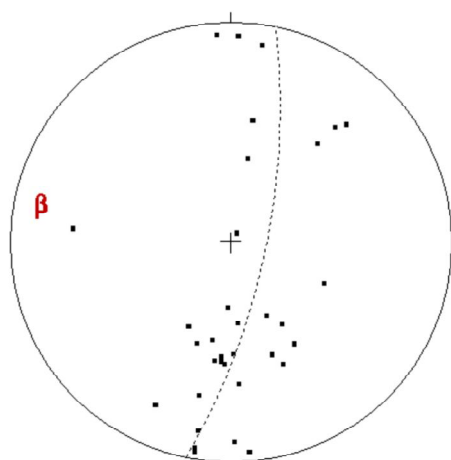


Figura 6.4: Vectors de projecció de l'estratificació del tall B-B'; 209/20 per al sector nord, 338/41 per al sector central i 307/10 per al sector sud.

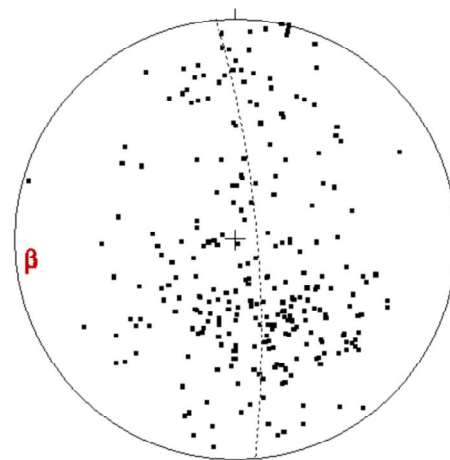
Quan aquestes restriccions que depenen del terreny es conjuguen amb les restriccions geomètriques derivades de la llei de conservació del volum, els talls geològics construïts tindran més possibilitats de ser correctes". Així, amb unes dades de camp determinades i fixes i intentant mantenir l'àrea de les capes, es farà un procés iteratiu d'interpretació -restitució fins que la restitució sigui correcta i per tant, el tall, geomètricament viable, tot i que no té per que ser correcte (Dahlstrom, 1969; Groshong Jr, 1999).

La restitució sempre es fa en base a tres línies de referència: l'horitzó de referència, la *pin line* i la *loose line* (Dahlstrom, 1969; Groshong Jr, 1999). L'horitzó de referència és



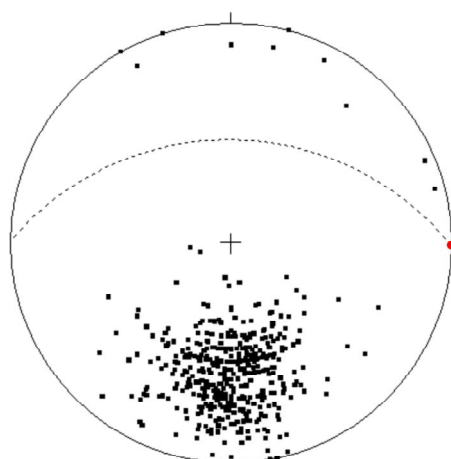
Tal C-C'.
Estratificació.
N=34
Eix=282/13

Figura 6.5: El vector de projecció de l'estratificació del tall C-C' és 282/13.



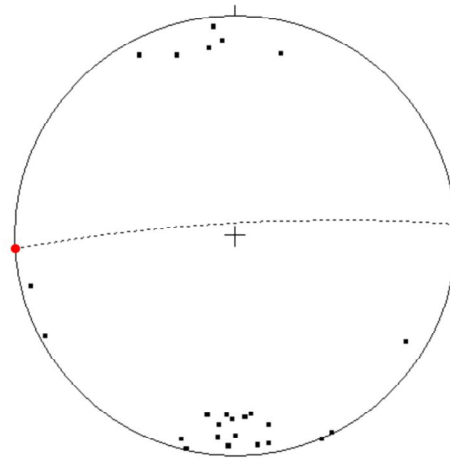
Foliació S1.
N=266
Eix=265/08

Figura 6.6: Vector de projecció de la foliació S1 per a tots els talls. S'han utilitzat totes les mesures de S1 del mapa per treure l'eix de plec mitjà (265/08).



Foliació S2.
N=453
Pla mitjà: 001/51
Intersecció amb l'horitzontal: 091/00

Figura 6.7: Vector de projecció de la foliació S2 per a tots els talls. S'han utilitzat totes les mesures de S2 del mapa per treure el pla de foliació mitjà. El vector de projecció està dibuixat en vermell, i correspon a la direcció de capa d'aquesta foliació (091/00).



Foliació S3.
N=25
Pla mitjà: 357/85
Intersecció amb l'horitzontal: 268/00

Figura 6.8: Vector de projecció de la foliació S3 per a tots els talls. S'han utilitzat totes les mesures de S3 del mapa per treure el pla de foliació mitjà. El vector de projecció està dibuixat en vermell, i correspon a la direcció de capa d'aquesta foliació (268/00).

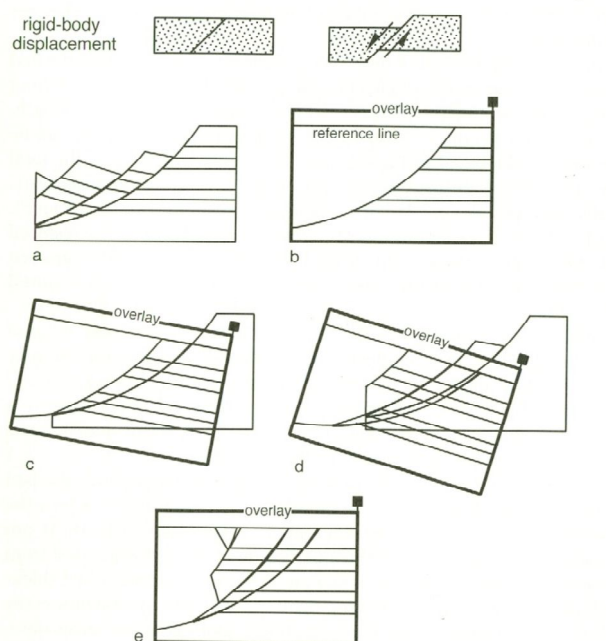


Figura 6.9: Mètode de restitució per desplaçament de blocs rígids (*rigid body restoration*). a: tall a restituir. b: Línia de referència i *pin line*. c, d i e: Restitucions successives dels blocs. Font: Groshong Jr (1999).

la línia que es restituirà fins a l'estadi anterior a la deformació, la resta de línies es restituiran mantenint la relació amb aquesta línia. La *pin line* és una línia recta inicial en el tall deformat que s'ha de mantenir recta en el tall restituit. És el punt inicial des d'on es restitueix el tall. La *loose line* és una línia recta que marca el final de la restitució, i en l'estadi predeformació hauria de ser paral·lela a la *pin line*.

Hi ha diferents mètodes de restitució de talls, en aquest treball s'han utilitzat els dos següents:

Rigid body restoration: Quan la deformació es dona per desplaçament de blocs rígids, com ara falles o encavalcaments. La restitució consisteix en traslladar i rotar els blocs rígids fins a la seva posició original, com es pot observar a la figura 6.9. Es mantenen les longituds i relacions angulars dins els blocs. Una de les opcions per fer-ho de manera manual és retallar els blocs rígids i tornar-los a ajuntar mantenint unit l'horitzó de referència.

Flexural slip restoration: Es basa en la premissa que la longitud de les capes no varia durant la deformació (Chamberlin, 1910; Dahlstrom, 1969; Groshong Jr, 1999), i la deformació interna es dona per cisalla paral·lela a les capes. La restitució consisteix en mesurar les capes deformates i posar-les horitzontals mantenint el seu gruix (Fig. 6.10). Aquest tipus de restitució s'utilitza quan les capes estan plegades i s'assumeix que els canvis de gruix de les capes són menyspreables. Per a aplicar aquesta restitució, cal mesurar la distància entre la *pin line* i la *loose line* per una capa en l'estadi deformat, i redibuixar-la amb la mateixa longitud en l'estadi no deformat (normalment horitzontal). Quan s'utilitza aquest mètode i hi ha falles en l'estructura, és important mesurar només les superfícies d'estratificació i no les

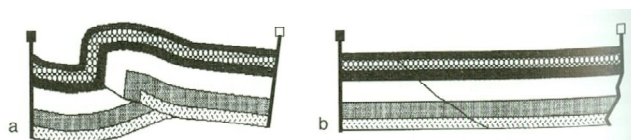


Figura 6.10: Mètode de restitució per *flexural slip*. a: secció deformada. b: secció restituida. Font: Groshong Jr (1999), extret de Kligfield et al. (1986).

rampes de falla que les tallen.

Per a poder aplicar aquestes restitucions, cal assumir les següents premisses (Dahlstrom, 1969; Elliott, 1983; Groshong Jr, 1999):

- La direcció de transport és constant. Si el tall és perpendicular a la direcció de transport, la restitució és palinspàstica i només en aquest cas les unitats es poden ubicar en la seva posició inicial.
- No es tallen rampes oblíquies al tall.
- La reducció de volum de les capes durant la deformació és negligible. Si assumim també que tota la deformació es dona en la direcció perpendicular al pla de tall, podem dir que l'àrea de les capes en el pla de tall tampoc varia.

Com ja s'ha comentat, a la zona estudiada hi ha més d'una fase de deformació. La restitució dels talls s'ha fet en general seguint l'ordre invers de les fases deformatives, utilitzant el mètode de *rigid body restoration* per a restituir falles normals i encavalcaments, i el mètode de *flexural slip restoration* per a restituir les estructures de plegament.

En aquest treball hi ha dues limitacions importants a l'hora de fer la restitució dels talls. La primera limitació és que s'ha considerat negligible la deformació interna de les capes a causa del desenvolupament de foliacions, tot i que és probable que representi una pèrdua de volum no negligible i que, per tant, no es pugui assumir la tercera premissa citada anteriorment. En aquests casos, i si es coneix la quantitat d'escurçament, pot ser convenient aplicar una restitució de tipus areal. La segona limitació és que la quantitat de dades disponibles per realitzar els talls és limitada i, sovint, es troba concentrada en determinats indrets, de manera que hi ha extensions més o menys importants de territori en què no es coneix del cert la geometria de les capes. S'ha considerat que aplicar una restitució de tipus areal amb aquestes limitacions en les dades d'entrada no aportava gaires avantatges, i s'ha preferit aplicar restitucions més senzilles assumint que tenen limitacions i que són aproximacions. En qualsevol cas, com que no s'ha tingut en compte la pèrdua de volum, els valors d'escurçament obtinguts corresponen al mínim escurçament que es podria esperar.

En l'apartat 6.2.2 s'explica detalladament quins passos s'han seguit per fer la restitució, quines línies de referència s'han escollit i es fa una valoració del resultat.

7. **Reconstrucció dels talls:** A partir d'un tall geològic inicial s'ha repetit diverses vegades el següent procés: restitució a l'estat no deformat, modificació de les estructures no encaixants (fer la geometria viable), deformació, comprovació de les "regles del terreny"

en l'estat deformat, modificació de l'estat deformat perquè es compleixin les regles del terreny, restitució a l'estat no deformat, etc. fins que s'ha aconseguit un tall final on en l'estat deformat es compleixen les regles del terreny i en l'estat no deformat es compleixen les regles geomètriques i que és, per tant, un tall restituït vàlid. El resultat es mostra en els annexos 2, 3 i 4.

6.2.2. Descripció dels talls geològics restituïts

En els annexos 2, 3 i 4 es presenten els tres talls geològics realitzats en el sector estudiat (veure annex 1 per a la situació dels talls). En aquests talls es fa palesa la deformació polifàsica característica d'aquest sector de la zona axial pirinenca. Aquesta tectònica polifàsica es caracteritza per diverses fases deformatives que donen lloc a diverses famílies de plecs i encavalcaments, però que també generen falles normals. Amb els talls realitzats s'ha intentat representar totes aquestes estructures de deformació i la relació entre ells.

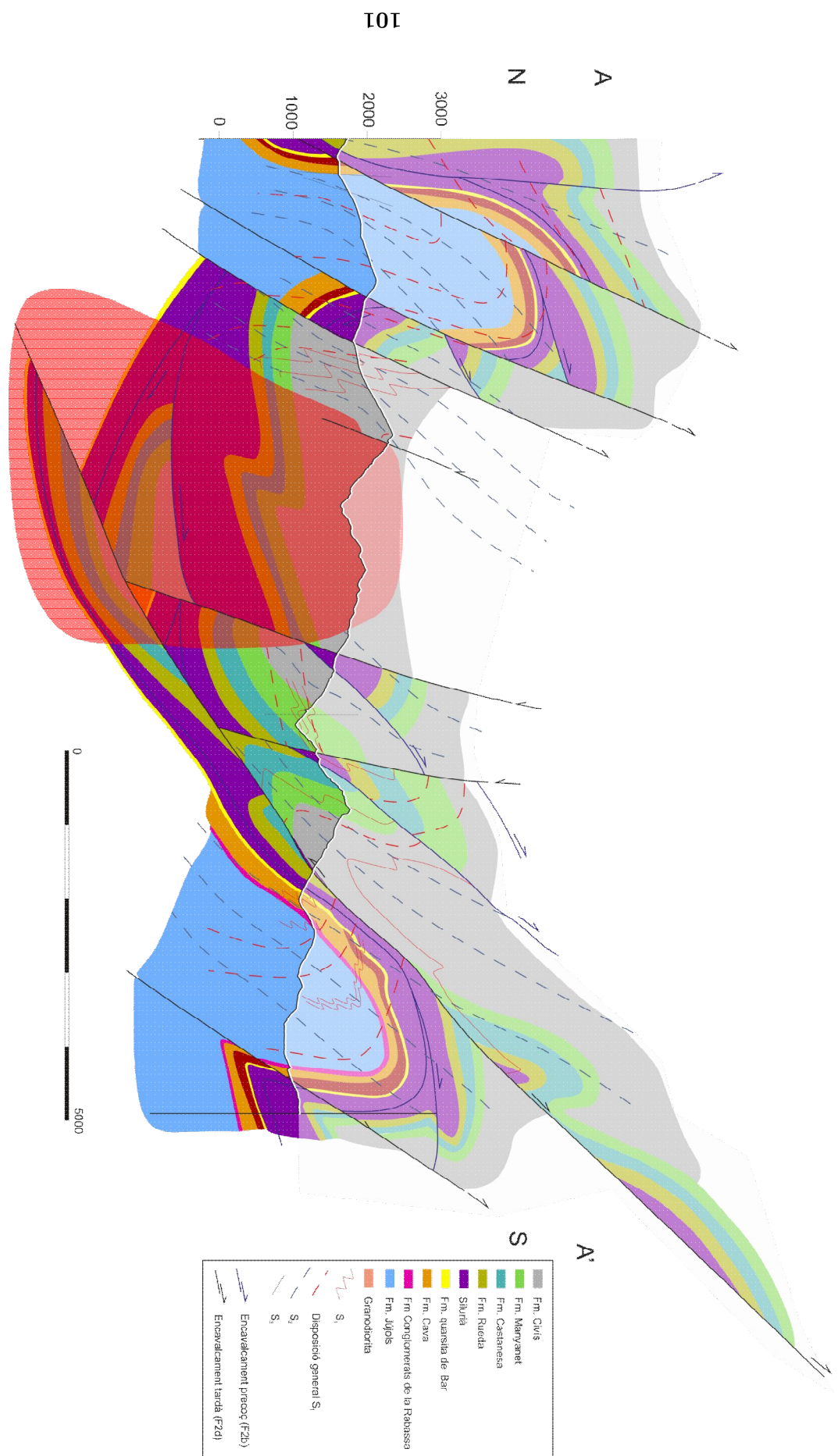


Figura 6.11: Tall A-A'.

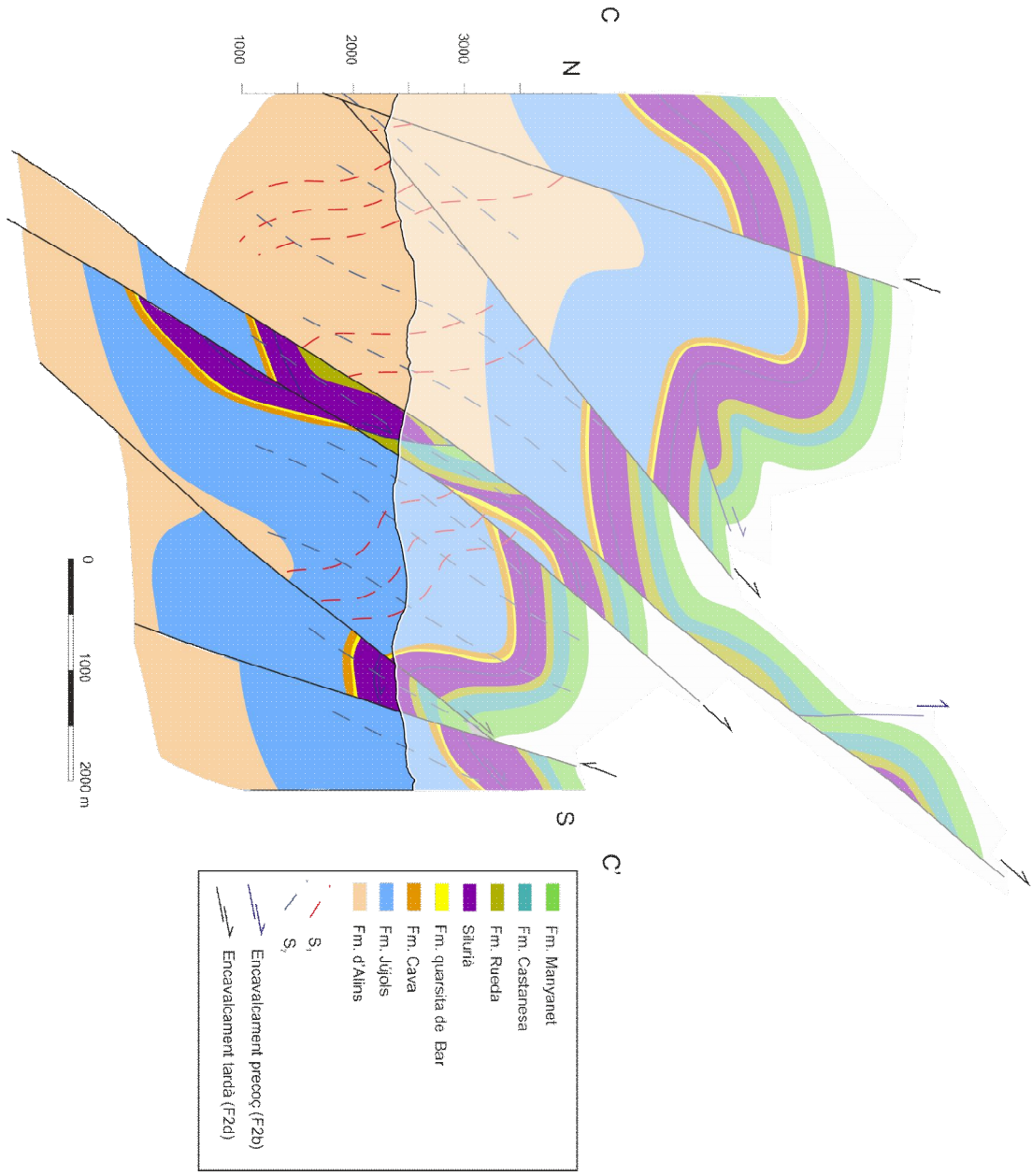


Figura 6.13: Tall C-C'.

Els talls A-A' (Fig. 6.11) i B-B' (Fig. 6.12) presenten una estructura similar. El tret més característic és la vergència cap al sud de les estructures principals: encavalcaments que tallen tota la sèrie, plecs de dimensions quilomètriques i una foliació regional que cabussa majoritàriament cap al nord (S_2). S'observa també que en episodis de deformació anteriors es va generar una foliació S_1 que es presenta plegada, un sistema de plecs (de fase F_{2a}) i encavalcaments (de fase F_{2b}) precoços de fase 2 arrelats a les pissarres del Silurià que són plegats (Fase F_{2c}) i tallats pels encavalcaments tardans de fase F_{2d} , i un sistema de plecs vergents cap al nord que afecta almenys a les roques del Cambroordovicià i l'Ordovicià superior i que generen la geometria actual dels plecs (Plecs de fase F_1). També s'observa una foliació posterior S_3 subvertical localitzada a la meitat nord dels talls, i falles normals amb cabussament cap al nord o el nord oest.

El tall C-C' (Fig. 6.13) presenta una estructura molt similar, tot i que es localitza més a l'est que els talls anteriors, caracteritzada per estructures amb vergència cap al sud (plecs, foliacions i encavalcaments), una foliació anterior plegada per la foliació S_2 i falles normals posteriors. Aquest fet demostra que l'evolució estructural de tot el sector estudiat és similar tot i que a la part oriental les estructures tinguin dimensions menors.

A l'apartat 6.4 s'expliquen detalladament les diverses fases de deformació.

En els talls geològics s'observen dos grans anticlinals, que corresponen en els talls A-A' i B-B' al dom de la Rabassa al sud i a l'anticlinal de la Massana al nord. Aquestes estructures afecten tots els materials de la zona estudiada. Per sota el desenganxament del Silurià, els materials de l'Ordovicià superior i els del Cambroordovicià formen els nuclis d'aquests grans anticlinals. Els materials de l'Ordovicià superior es fan més fins en direcció nord, i molt menys potents cap a l'est, al sector d'Envalira. Tot i això, la seva existència és clau per poder reconstruir l'estructura d'aquest sector. Al tall C-C', l'anticlinal de la meitat sud podria correspondre al de la Massana, en canvi el de la meitat nord forma part del massís de la Pallaresa. Aquests anticlinals presenten en general vergència cap al sud, però el seu flanc nord presenta sovint cabussaments elevats similars als del flanc sud. Aquest fet, juntament amb l'existència d'una foliació precoç plegada (fig. 6.37, apartat 6.4), fa pensar en l'existència de plecs anteriors a la fase principal, vergents cap al nord, amb una foliació de pla axial associada, i als quals es va sobreposar la fase deformativa principal.

Separant els dos anticlinals esmentats hi ha el sinclinal de Llavorsí, que és una estructura sinformal que està formada per diverses làmines encavalcants de materials silurians i devonians, amb direcció de transport cap al sud, arrelades a les pissarres del Silurià, i plegades posteriorment. En els talls, aquests encavalcaments arrelats al Silurià estan dibuixats amb línies blaves. Els materials del Devonian formen plecs associats a aquests encavalcaments arrelats al Silurià. Totes les estructures descrites anteriorment estan tallades per grans encavalcaments de direcció E-W i NE-SW, que cabussen de moderadament a fort cap al nord i amb sentit de desplaçament cap al sud, com el que es pot observar a la figura 6.14. Aquests encavalcaments han d'estar arrelats almenys en els materials del Cambroordovicià.

Per últim, tant en el tall A-A' com en el C-C' s'hi observen algunes falles normals amb

i combinant els mètodes de *rigid body restoration* per restituir falles i encavalcaments i *flexural slip restoration* per restituir plecs. En una primera fase s'han restituït les falles normals i els grans encavalcaments tardans de fase 2d amb el mètode de *rigid body restoration* (Figs. 6.15, 6.16 i 6.17 B). A continuació s'han restituït els plecs tardans de fase 2c juntament amb els de fase 1, ja que afecten les mateixes roques i el tipus de deformació és similar, mitjançant el mètode de *flexural slip restoration* (Figs. 6.15, 6.16 i 6.17 C). En tercer lloc s'han restituït els encavalcaments arrelats al Silurià de fase 2b, de nou pel mètode de *rigid body restoration* (Figs. 6.15, 6.16 i 6.17 D), i per últim, s'han restituït els plecs precoços de fase 2a que afecten els materials silurians i devonians, mitjançant el mètode de *flexural slip restoration* (Figs. 6.15, 6.16 i 6.17 E).

La restitució dels talls ha permès, d'una banda, posar en evidència la diferència de longitud en l'estadi no deformat entre els materials pre i postsilurians; i d'altra banda, i relacionat amb el fet anterior, ha permès calcular l'escurçament de cadascun d'aquests paquets de materials. L'escurçament s'ha calculat comparant la distància entre *pin line* i *loose line* en l'estadi deformat i en el no deformat. Segons Dahlstrom (1969), un factor a tenir en compte a l'hora de comprovar la viabilitat dels talls geològics, és que l'escurçament sigui similar en talls paral·lels i propers. L'escurçament calculat en els talls és el següent:

	materials pre silurians	materials post silurians
Tall A-A'	49.1 %	61.8 %
Tall B-B'	46.3 %	60.6 %
Tall C-C'	52.7 %	54.3 %

Com es pot observar, els talls A-A' i B-B' presenten escurçaments similars de 49.1 % i 46.3 % en els materials pre silurians i de 61.8 % i 60.6 % en els materials post silurians, fet que indica que aquests talls són coherents entre si. El tall C-C', en canvi, presenta un escurçament similar entre els materials pre i post silurians, que difereix dels calculats en els altres talls. Aquest fet es deu a dues raons: la primera és que les falles i encavalcaments que afecten aquest tall no són els mateixos que en els talls anteriors i l'escurçament pot variar lleugerament. La segona raó i més important es deu a la metodologia utilitzada. D'entrada, el tall C-C' és bastant més curt que els altres dos, i no inclou algunes de les estructures que produeixen un escurçament més important. D'altra banda, els horitzons de referència gairebé no apareixen en el tall, i la seva posició real per sobre de la topografia és molt aproximada. Probablement, en aquest sector hi ha més de dos encavalcaments arrelats al Silurià, fet que ja donaria un escurçament més elevat a la sèrie post siluriana del que proposem aquí.

Queda per resoldre la diferència d'escurçament entre materials pre i post silurians o, dit d'una altra manera, la falta de materials pre silurians en l'estadi no deformat, almenys en la direcció N-S. Una opció és que en aquests materials s'hagi acomodat deformació en la direcció E-W, per exemple, amb la formació de plecs o encavalcaments de direcció N-S, que d'altra banda, no han estat identificats en aquest sector. Una altra opció és l'existència de falles normals dins el Cambroordovicià que afectin només les roques pre silurianes, generats en alguna fase de deformació anterior al Silurià. Aquestes falles normals es podrien haver reactivat com a

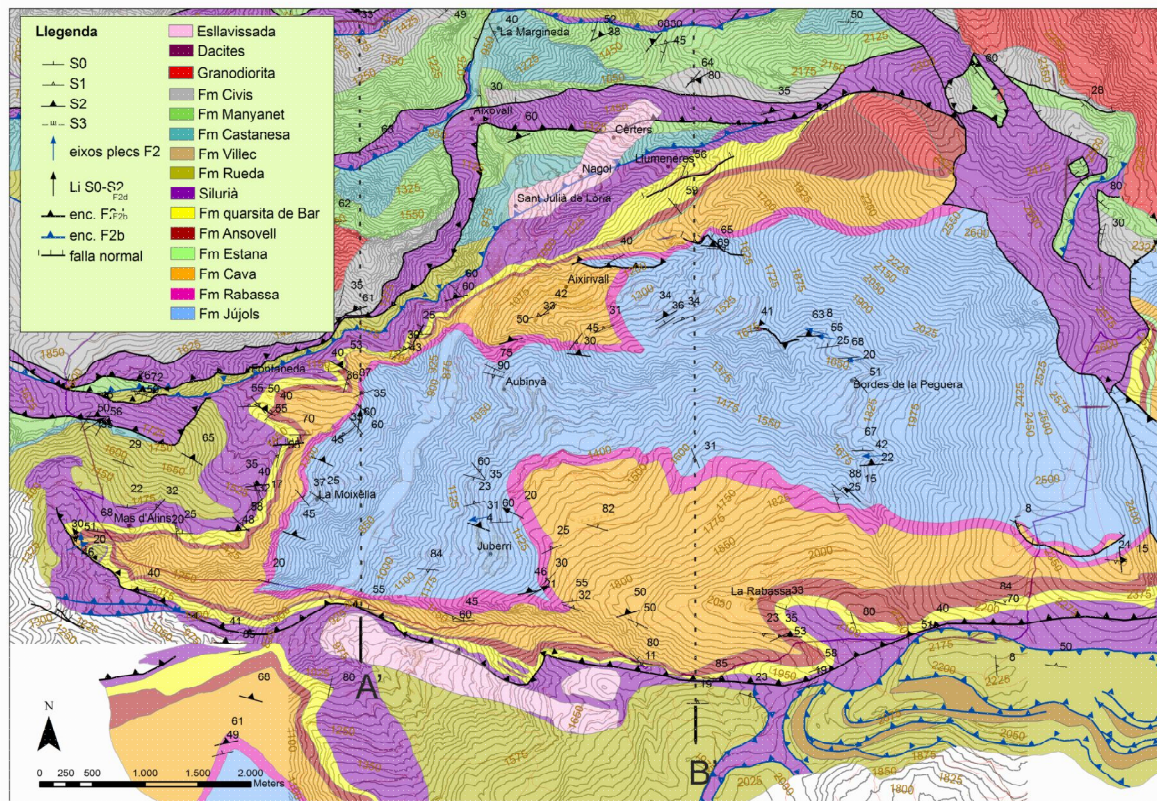


Figura 6.18: Mapa de detall del sector del dom de la Rabassa.

encavalcaments en aquest episodi de deformació, i podrien ser difícils de detectar degut a la manca de nivells guia de referència.

6.3. Descripció de les unitats estructurals

En aquest apartat es farà un resum de les estructures que caracteritzen cadascuna de les unitats estructurals estudiades.

6.3.1. El dom de la Rabassa

El dom de la Rabassa és una estructura antiforme amb vergència cap al sud, amb un nucli format per materials del Cambroordovicià i coberts per la sèrie de l'Ordovicià superior (Fig. 6.18). El seu flanc sud té una direcció E-W i està capgirat, de manera que cabussa fortament cap al nord, mentre que el flanc nord té una direcció NE-SW i cabussa cap al NW. Aquesta obliqüetat entre els dos flancs fa que l'anticlinal s'obri cap a l'est, cap a la unitat del Canigó, i es tanqui cap a l'oest, prop de la població d'Argolell, a l'Alt Urgell. Al sud està limitat per l'encavalcament d'Arcavell (Poblet, 1991) i al nord i nord oest està en contacte amb les pissarres del Silurià, que queden tallades per l'encavalcament de Llavorsí - Senet. A l'est, la

falla de Claror talla tota l'estructura en direcció NW-SE. L'estratificació està plegada i presenta una dispersió important de les mesures. En general, al flanc sud cabussa fortament cap al nord, mentre que al flanc nord cabussa moderadament o suau cap al nord oest. Al nucli de l'anticlinal, l'estratificació té orientacions diverses. L'eix del plec és subhoritzontal i s'inclina cap a l'est i l'oest. La foliació regional en aquest sector cabussa de suau a moderadament cap a NNE - NNW. Es tracta d'una foliació penetrativa que afecta totes els materials, i que s'ha anomenat S_2 (veure apartat 6.4). Les lineacions d'intersecció entre l'estratificació i aquesta foliació es mostren disperses sobre el pla mitjà de la foliació, fet que indica que l'estratificació hauria estat plegada abans de l'episodi que genera la foliació S_2 . S'ha observat una altra foliació amb direccions molt variables, i que en general estaria plegada segons un eix de direcció E-W. Aquesta foliació s'ha anomenat S_1 i s'hauria format durant una fase de deformació anterior a la principal. A la secció 6.4 s'expliquen detalladament els episodis de deformació i les estructures que porten associats. A la figura 6.19 es mostren les projeccions de les diferents mesures esmentades.

Els materials del dom de la Rabassa estan afectats per falles normals i per encavalcaments de direcció aproximada E-W a ESE-WNW amb salts de falla poc importants. Totes aquestes estructures afecten els materials del Cambroordovicià i de l'Ordovicià superior, per tant han de ser posteriors almenys a l'Ordovicià superior. Al tancament oest del dom, prop del poble d'Argolell, s'hi ha identificat figures d'interferència de plects que demostren que almenys hi ha un episodi de deformació anterior al principal. A la secció 6.4 se'n fa una descripció detallada.

6.3.2. El sinclinal de Llavorsí

El sinclinal de Llavorsí és una estructura sinforme de direcció NE-SW formada per materials silurians i devonians (Fig. 6.20). La seva estructura interna està constituïda per un seguit de làmines encavalcants que tenen el seu nivell de desenganxament en les pissarres del Silurià. Al sud, està limitat per l'encavalcament de Llavorsí - Senet, i encavalca sobre el dom de la Rabassa. Al nord, l'encavalcament d'Estaron posa en contacte l'anticlinal de la Massana amb aquesta unitat. A l'est, part del sinclinal queda tallat pel batòlit d'Andorra - Montlluís, mentre que la part més septentrional es pot seguir fins més enllà dels Cortals d'Encamp. A l'oest, en canvi, el sinclinal segueix fins a l'alçada d'Espot, al Pallars Sobirà, i encara més enllà del massís de la Maladeta. L'estratificació cabussa principalment a NNW, tot i que el conjunt de mesures també presenta certa dispersió. La foliació principal S_2 cabussa de moderadament cap al nord fins a vertical. Les lineacions d'intersecció entre l'estratificació i la foliació S_2 es troben sobre el pla mitjà de la foliació, i cabussen principalment cap a l'est i el nord est. Els plans de la foliació S_1 es presenten molt dispersos, sense definir cap patró concret. A la figura 6.21 es mostren les projeccions de les diferents mesures esmentades.

L'estructura interna del sinclinal de Llavorsí comprèn diverses làmines de materials silurians i devonians plegats i que estan afectats per encavalcaments arrelats a les pissarres del Silurià. Tant els plects com els encavalcaments tenen vergència cap al sud. De sud a nord, les làmines que afloren al sinclinal de Llavorsí són: la làmina de Sant Julià, amb el sinclinal de St. Julià i el plec de Canòlic; la làmina de la Margineda - Sta. Coloma; i la làmina d'Andorra la Vella - Escaldes

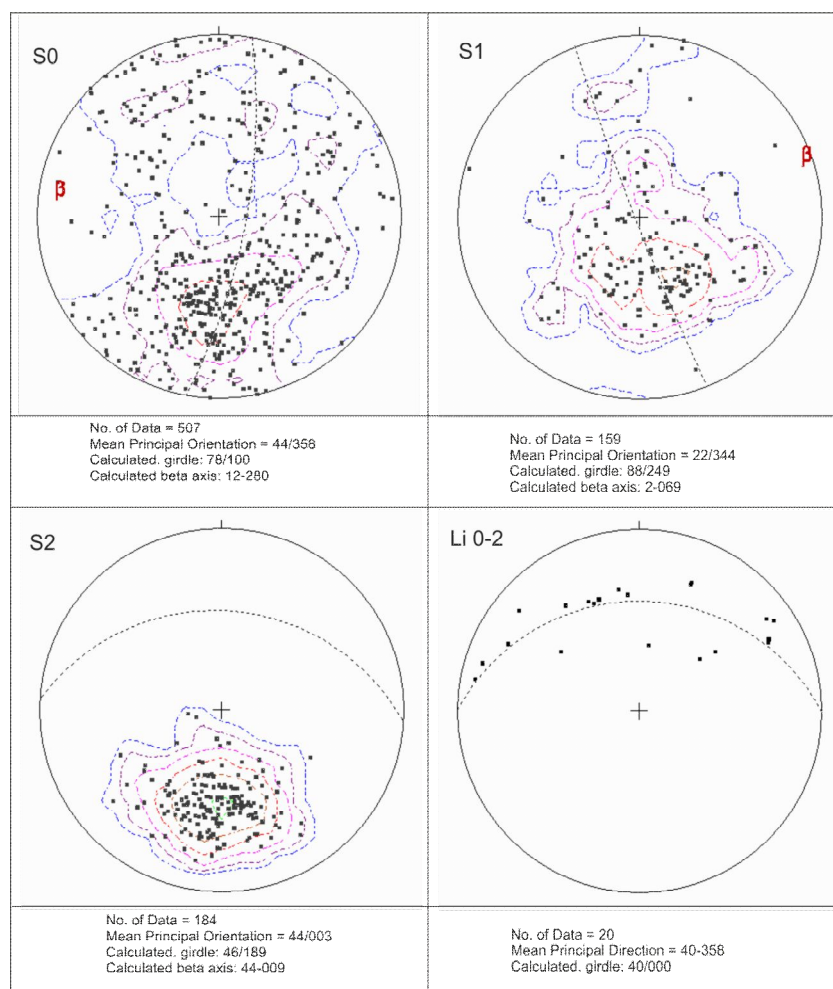


Figura 6.19: Projectió estereogràfica de l'estratificació (S_0), dues foliacions (S_1 i S_2) i la lineació d'intersecció entre S_0 i S_2 al dom de la Rabassa. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

(Figs. 6.22 i 6.23). Les diverses làmines han estat plegades i tallades per encavalcaments i falles normals posteriorment a la seva formació. Aquest fet ha donat lloc a les diverses estructures que podem observar en l'actualitat. Una de les estructures que més controvèrsia ha generat en aquest sector de la zona axial del Pirineu és la presència d'afloraments de Silurià allargats, de direcció E-W a NE-SW, situats entre materials devonians de la Fm de Civís. La presència d'aquests materials s'ha justificat de diverses maneres segons els autors. Per a Hartevelt (1970) les pissarres del Silurià s'haurien emplaçat com a diapirs gràcies al seu comportament plàstic, de manera sincrònica o amb posterioritat a la fase de deformació principal. Altres autors, com Zwart i De Sitter (1979), també defensen aquesta hipòtesi. Per a Casas i Poblet (1989), els contactes entre els materials del Silurià i els materials devonians de la Fm de Civís serien encavalcaments tardans amb pendents suaus que tallarien plects hercinians anteriors. Poblet (1991) considera que aquests materials s'han emplaçat gràcies a encavalcaments pre clivatge principal que van ser reactivats posteriorment durant la fase de deformació principal. Altres autors han fet propostes alternatives combinant sempre encavalcaments anteriors o posteriors a

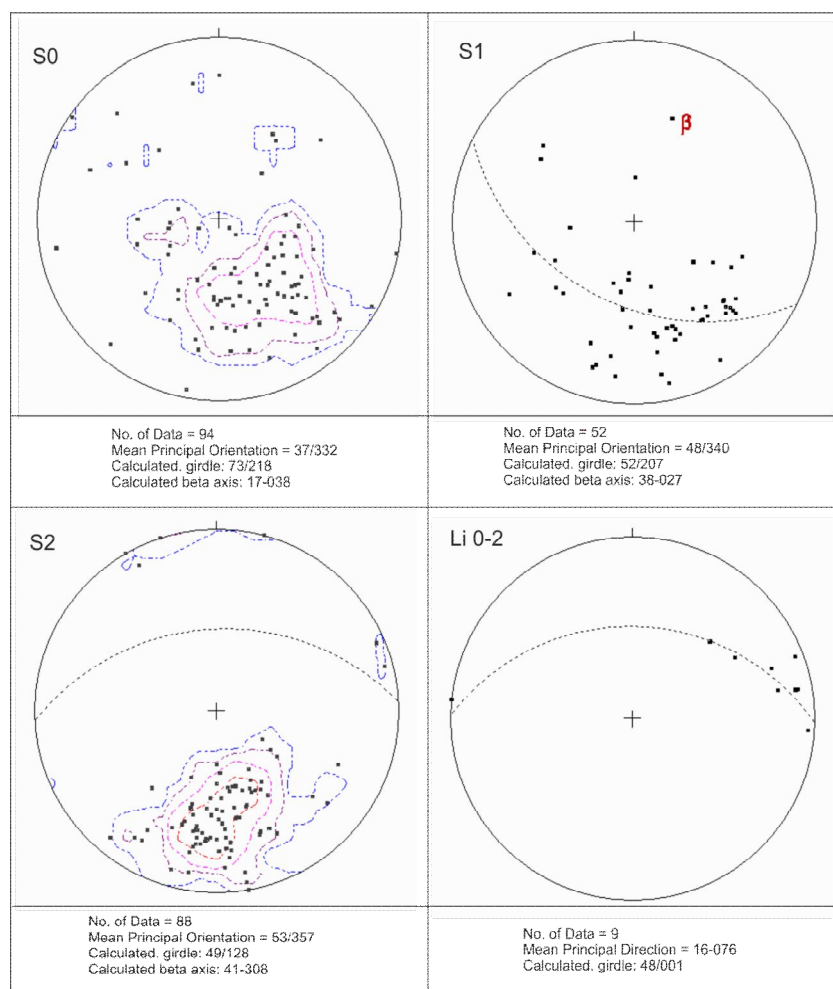


Figura 6.21: Projectió estereogràfica de l'estratificació (S_0), dues foliacions (S_1 i S_2) i la lineació d'intersecció entre S_0 i S_2 al sinclinal de Llavorsí. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

6.3.3. L'anticlinal de la Massana

L'anticlinal de la Massana presenta una disposició allargada en direcció E-W, amb un nucli format per materials del Cambroordovicià i coberts per materials de l'Ordovicià superior (Fig. 6.27). Al sud està limitat per l'encavalcament d'Estaron, que talla el sinclinal de Llavorsí, i al nord per l'encavalcament de Pal, tots dos amb vergència cap al sud (Fig. 6.14). Cap a l'est, els dos encavalcaments s'uneixen i l'anticlinal queda totalment encavalcat pel sinclinal de Tor - Casamanya. Cap a l'oest, l'anticlinal s'uneix al massís de la Pallaresa i es pot seguir fins a la Bonaigua.

L'anticlinal de la Massana té els dos flancs subverticals o que cabussen fort cap al nord (Fig. 6.28). Al flanc sud, la sèrie de l'Ordovicià superior gairebé no aflora i sovint els materials del Cambroordovicià es troben encavalcant sobre les pissarres del Silurià. Les mesures d'estratificació presenten una certa dispersió però en general estan plegades segons un eix de direcció E-W. La foliació principal en aquest sector és la foliació S_2 , que cabussa de moderada-

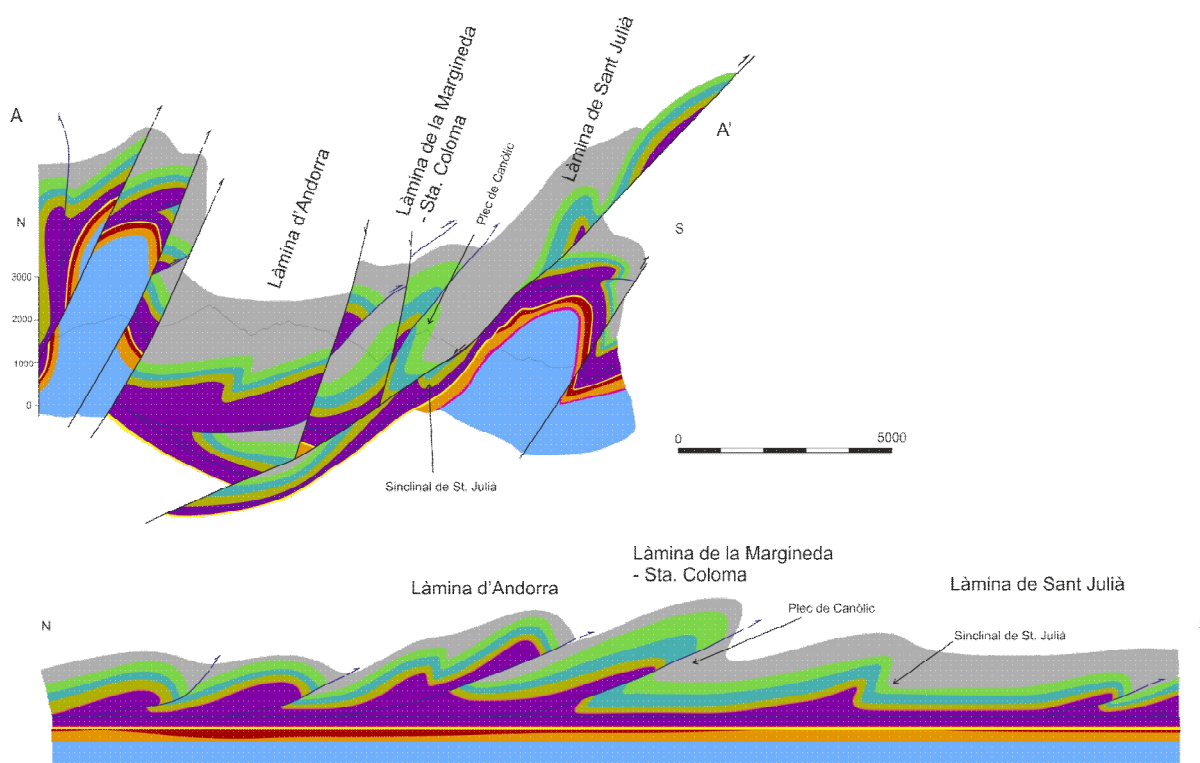


Figura 6.22: Tall A-A' amb l'indicació de les làmines de Sant Julià, de la Margineda - Santa Coloma i d'Andorra la Vella - Escaldes. Es mostren tant a l'estadi deformat final com a l'estadi inicial en el que es van formar.

ment cap al nord fins a subvertical. Les lineacions d'intersecció entre l'estratificació i aquesta foliació queden projectades sobre el pla mitjà de la foliació. També s'observa una foliació anterior, la S_1 , que està plegada segons un eix de direcció E-W. Les projeccions d'aquestes mesures es mostren a la figura 6.29.

6.3.4. El sector d'Envalira

El sector d'Envalira comprèn les roques que afloren al nord del batòlit d'Andorra - Montlluís, entre la frontera amb França a l'est, el contacte amb el sinclini de Tor - Casamanya a l'oest, i el Port Dret al nord (Fig. 6.30). Hi afloren principalment materials que pertanyen al Cambroordovicià (Fm d'Alins i Fm de Jújols), però dins el domini de Grau Roig s'hi han observat roques que pertanyen a l'Ordovicià superior, gràcies a les quals s'ha posat en evidència la polaritat de la sèrie (Veure annex 4). A la meitat sud d'aquest sector hi ha dues unitats anticlinals essencialment cambroordovicianes separades per una franja de roques del Silurià, que representaria un petit sinclinal. La unitat que es troba més al nord i que aflora més àmpliament presenta un flanc nord subvertical, mentre que el flanc sud, en el punt on afloren els materials de l'Ordovicià superior, presenta cabussaments que van des del SW fins al NW. Aquest anticlinal es troba encavalcant els materials silurians que té al sud. Al sector de Grau Roig es pot observar aquest contacte, que genera una deformació milonítica en les roques de l'Ordovicià superior (Fig. 6.31).

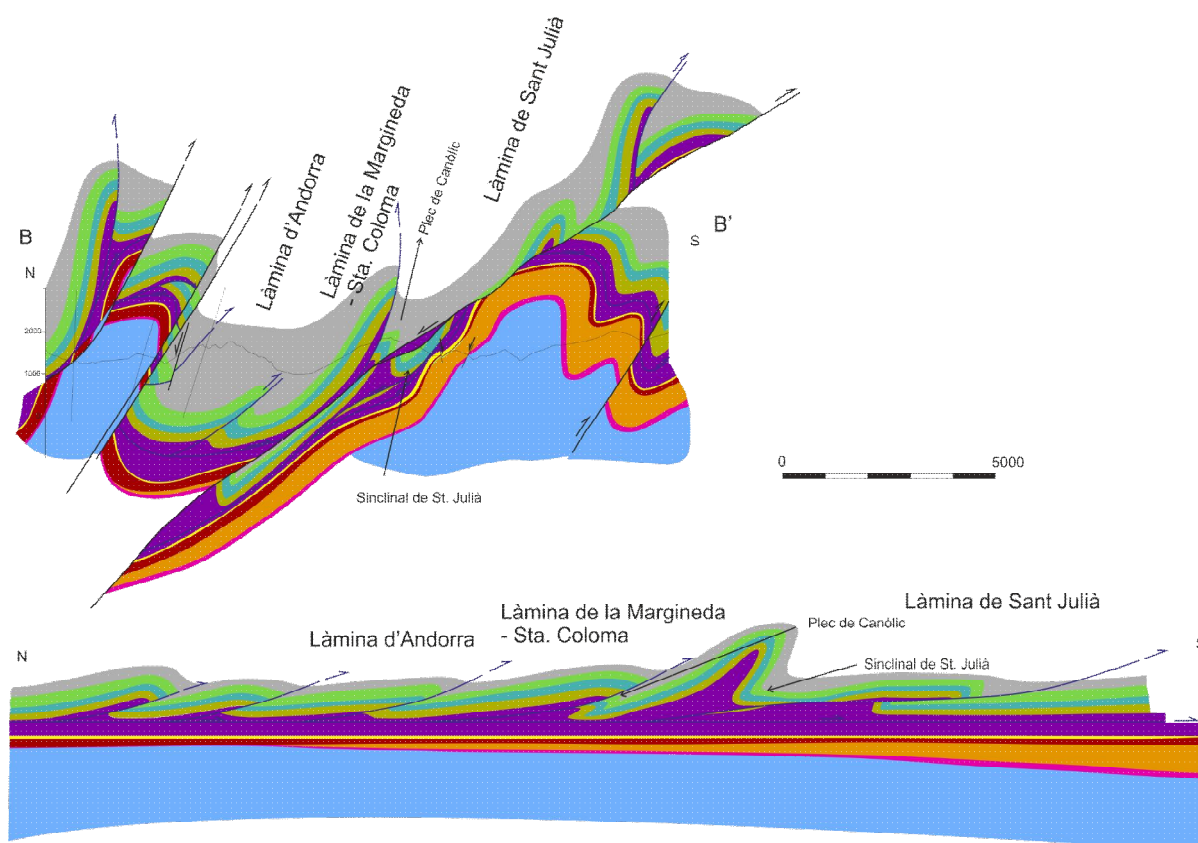


Figura 6.23: Tall B-B' amb l'indicació de les làmines de Sant Julià, de la Margineda - Santa Coloma i d'Andorra la Vella - Escaldes. Es mostren tant a l'estadi deformat final com a l'estadi inicial en el que es van formar.

Aquest anticlinal podria correspondre a la continuació oriental de l'anticlinal de la Massana. En aquest cas, la franja de Silurià, que està delimitada per un encavalcament vergent cap al sud al nord, i per una falla normal subvertical al sud, podria correspondre al tancament oriental del sinclinal de Llavorsí; i el petit aflorament del Cambroordovicià que hi ha al sud, en contacte amb el batòlit d'Andorra - Montlluís, correspondria al flanc nord del dom de la Rabassa. A la meitat nord del sector d'Envalira hi afloren roques que pertanyen a la Fm d'Alins i que formen part del massís de la Pallaresa. Aquesta unitat està en contacte amb la unitat anterior per mitjà d'un encavalcament amb transport de material cap al sud que afecta els materials de tota la sèrie sedimentària, i que té un salt de falla d'almenys uns 2000 metres. Al sector més oriental hi aflora un fragment de la sèrie silúrico devoniana, que es troba pinçada entre dos encavalcaments. En les roques de la Fm de Jújols que es troben immediatament al sud d'aquests encavalcaments, s'hi han observat zones de cisalla amb estructures S-C que mostren un sentit de moviment cap al sud i que podrien estar associades a aquests encavalcaments (Fig.6.32). Aquestes estructures no s'han restituit en el tall ja que no s'han distingit elements guia i se'n desconeix la magnitud. L'estratificació en aquest sector cabussa predominantment cap al nord, i està plegada per un eix de direcció aproximada E - W, de manera semblant a la foliació S_1 . La

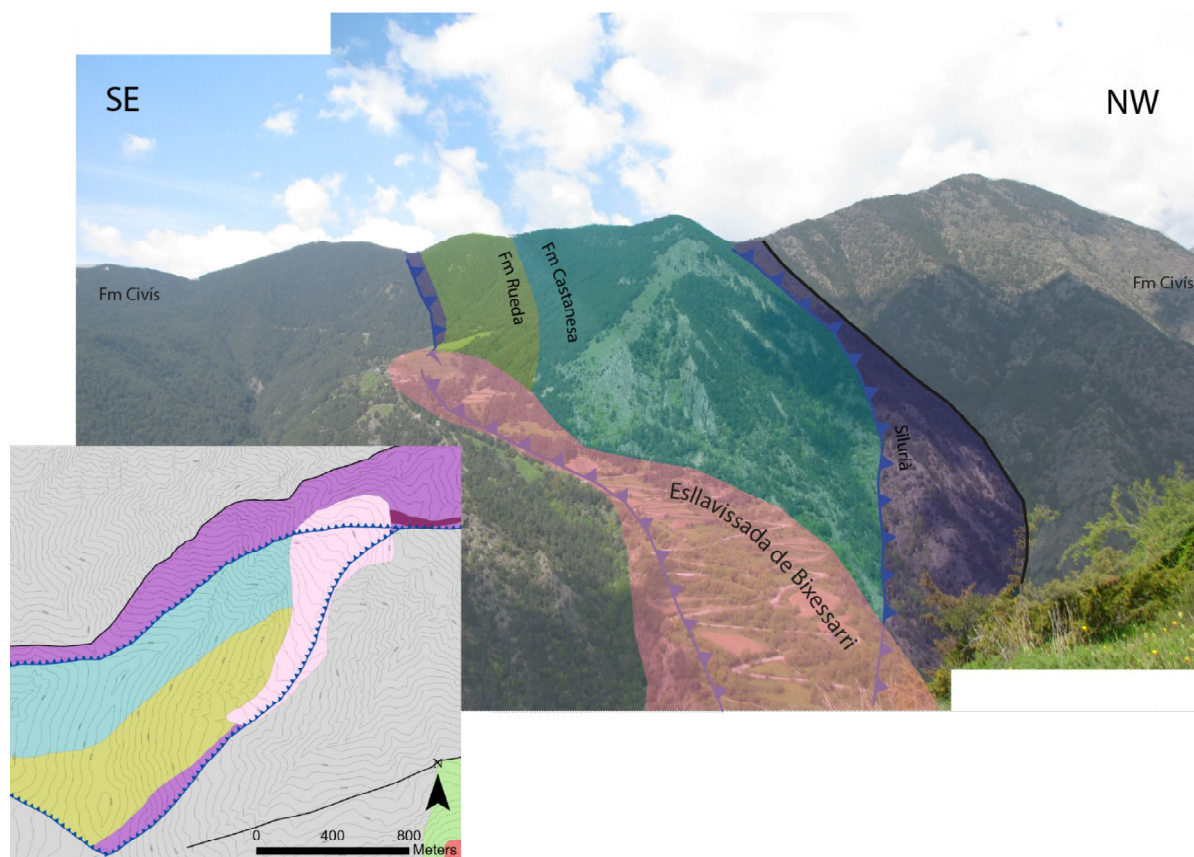


Figura 6.26: Fotointerpretació del vessant de l'ermita de Canòlic, al flanc sud del sinclinal de Llavorsí. Un encavalcament talla el flanc normal d'un plec anticlinal format per la sèrie silúrico devoniana, que reposa sobre els materials de la Fm de Civís de la làmina de la Margineda - Sta. Coloma. Aquest flanc està tallat de nou per la làmina d'Andorra la Vella - Escaldes, de la que només aïlloren les pissarres silurianes a causa d'una falla normal subparal·lela a l'encavalcament. Aquesta falla desplaça la sèrie cap al NE i deixa en contacte el flanc invers del plec de Canòlic a l'alçada de la Fm de Civís amb les pissarres silurianes de la làmina d'Andorra. Part de l'estructura està tapada per l'esllavissada de Bixessari. La llegenda del mapa de situació és la mateixa que la del mapa de l'annex 1.

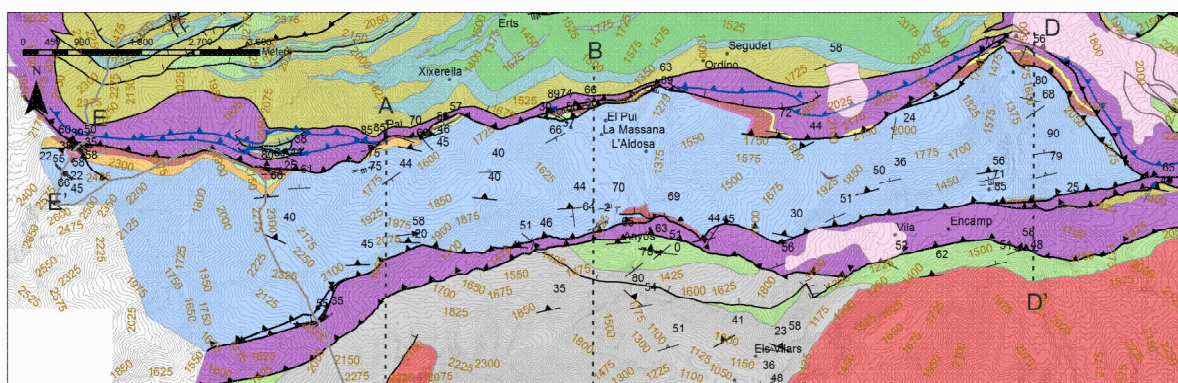


Figura 6.27: Mapa de detall del sector de l'anticlinal de la Massana.

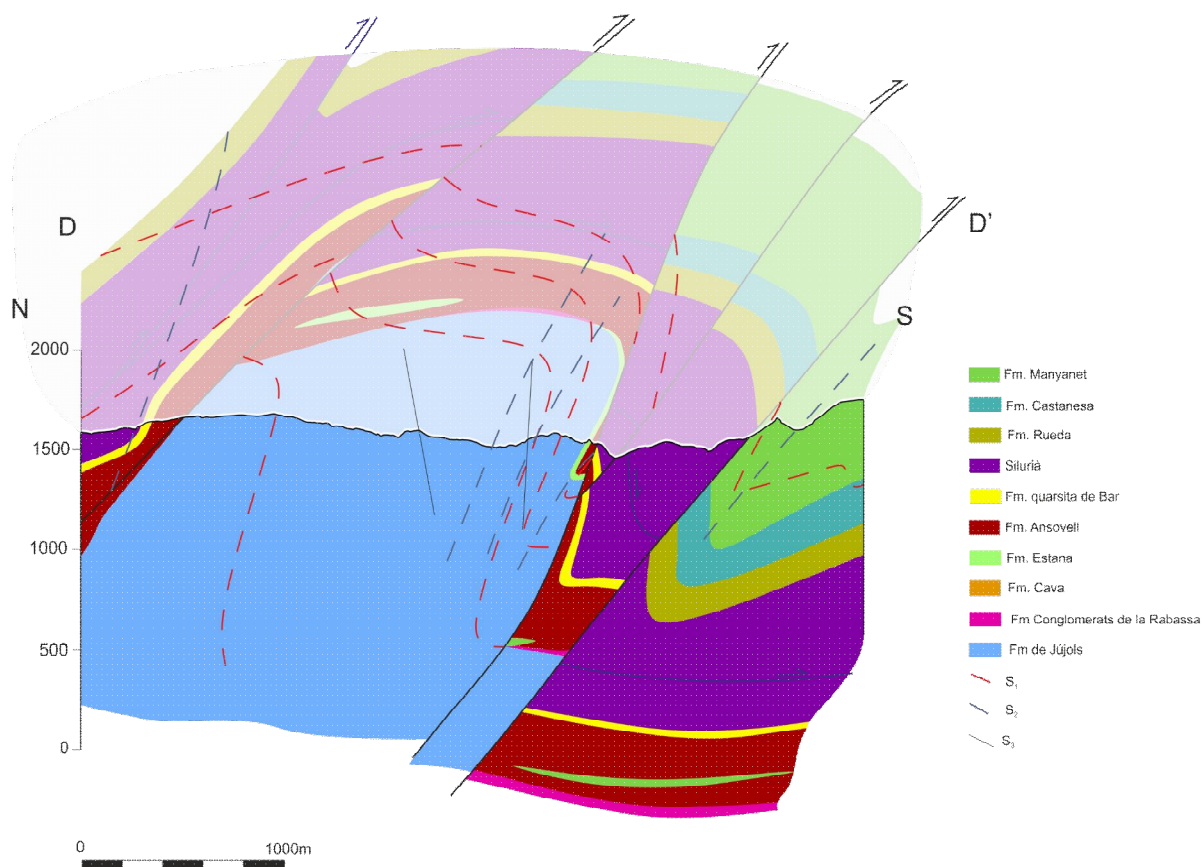


Figura 6.28: Tall geològic del sector oriental de l'anticlinal de la Massana. El tall va des de Prats fins al camí de les Pardines. Situació a l'annex 1 i a la fig. 6.27.

foliació principal S_2 cabussa de moderadament cap al nord fins a vertical o amb cabussaments molt elevats cap al sud. Les projeccions d'aquestes mesures es mostren a la figura 6.33.

6.4. L'evolució estructural del sud d'Andorra

La zona estudiada presenta, a primer cop d'ull, una macroestructura formada per tres grans unitats estructurals separades entre elles per encavalcaments de direcció E-W dirigits cap al sud. Les unitats estructurals estan formades o bé per roques del Cambroordovicià i l'Ordovicià superior en nuclis antiformes, o bé per roques del Devonià en nuclis sinformes. El Silurià forma la zona de transició per passar d'una unitat estructural a una altra, i sovint està limitat per plans d'encavalcament.

Hi ha diverses evidències que mostren que la deformació en aquests sectors és polifàsica:

- Si es projecten totes les mesures d'estratificació, com es pot observar a la figura 6.34, el resultat és que tot i que les capes mostren una tendència a cabussar cap a N i S, els plans d'estratificació presenten un grau de dispersió que no es pot explicar només amb un sol sistema de plects.

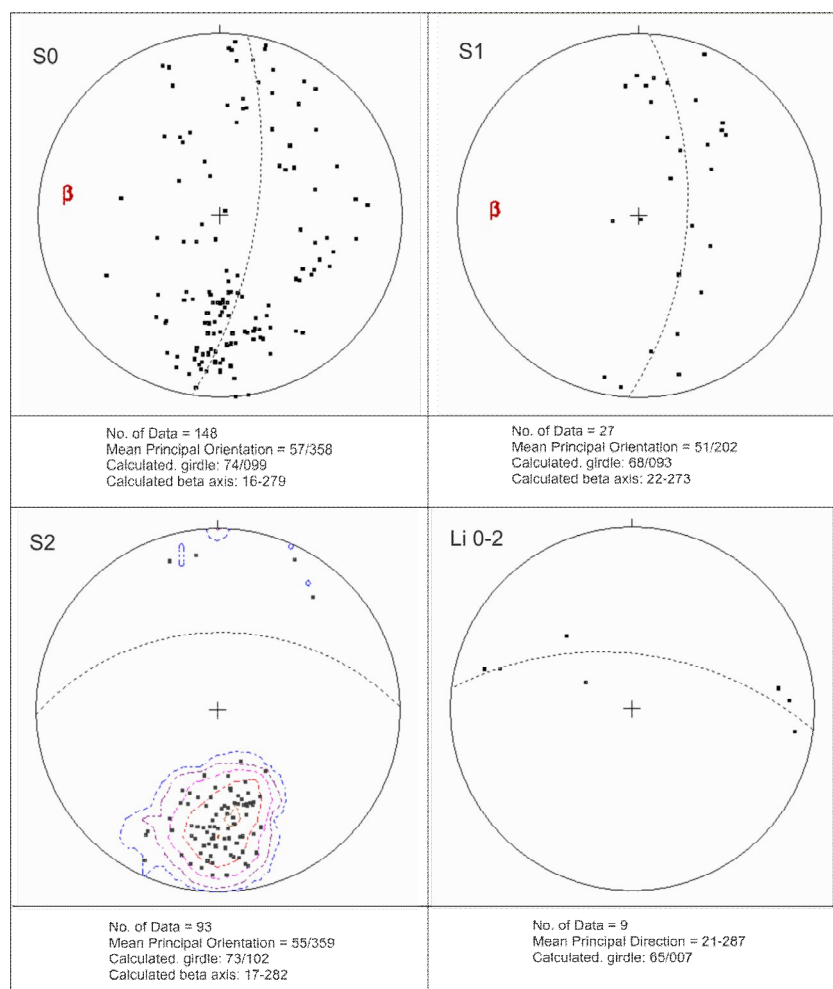


Figura 6.29: Projectió estereogràfica de l'estratificació (S_0), dues foliacions (S_1 i S_2) i la lineació d'intersecció entre S_0 i S_2 a l'anticlinal de la Massana. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

- En alguns sectors, especialment al sinclinal de Llavorsí, s'ha observat una segona foliació, menys marcada i més espaiada, juntament amb la foliació principal o regional.
- La forma cartogràfica del dom de la Rabassa, amb dos flancs de plec que no són paral·lels i que convergeixen cap a l'oest, fa pensar que és fruit de la superposició de plects. Efectivament, al sector d'Argolell, al tancament occidental del dom, es pot observar una superposició de plects en roques de l'Ordovicià superior. La forma cartogràfica de l'anticlinal de la Massana tampoc es pot explicar amb l'existència de només una fase de deformació.
- La dispersió observada en l'orientació dels eixos dels plects que afecten l'estratificació confirma que aquesta estigui afectada per més d'un sistema de plects (Fig. 6.35).

En aquest apartat es farà una descripció cronològica de les fases de deformació observades i les estructures que s'han generat en cada una d'elles.

6.4. L'evolució estructural del sud d'Andorra

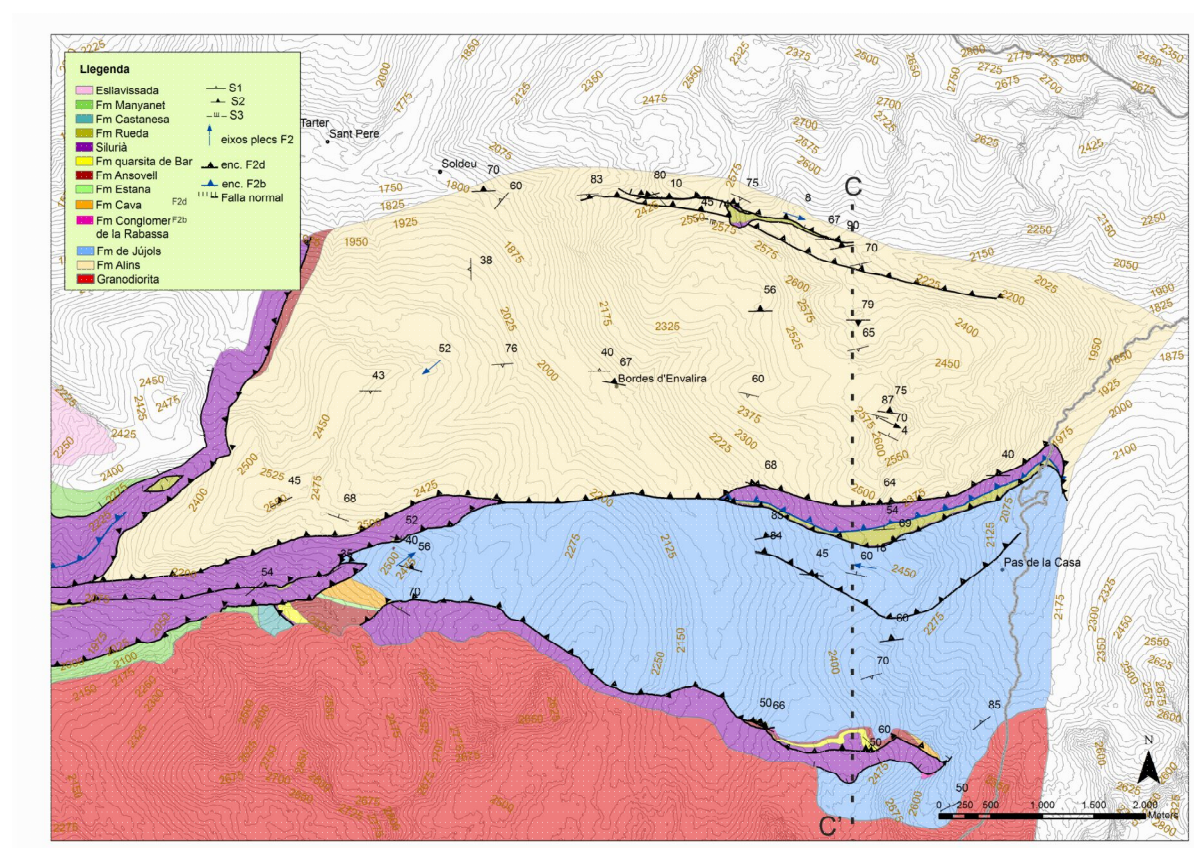


Figura 6.30: Mapa de detall del sector d'Envalira.



Figura 6.31: Fotointerpretació del sector de Grau Roig. Un plec de l'Ordovicià superior, amb les formacions dels conglomerats de la Rabassa, d'Ansovell i de la quarsita de Bar, es sobreposa a les pissarres del Silurià. Les làmines primes mostren una deformació milonítica intensa.

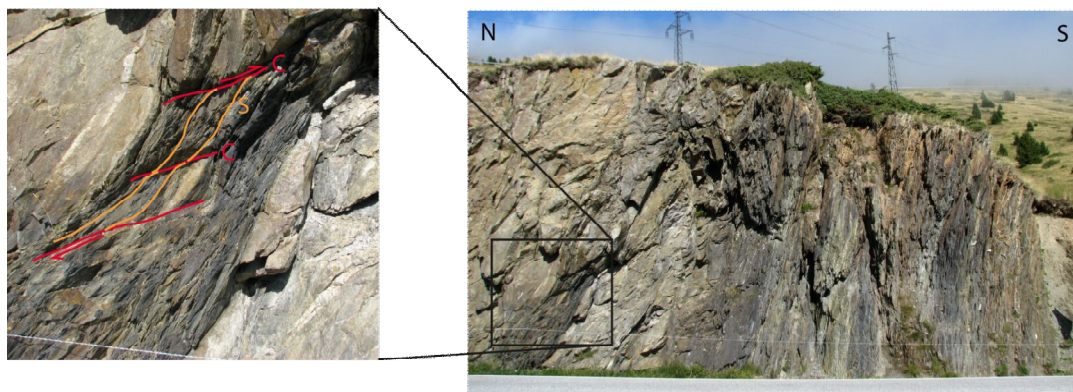


Figura 6.32: Bandes de deformació per cisalla a la carretera del Port d'Envalira, amb un sentit de desplaçament cap al sud.

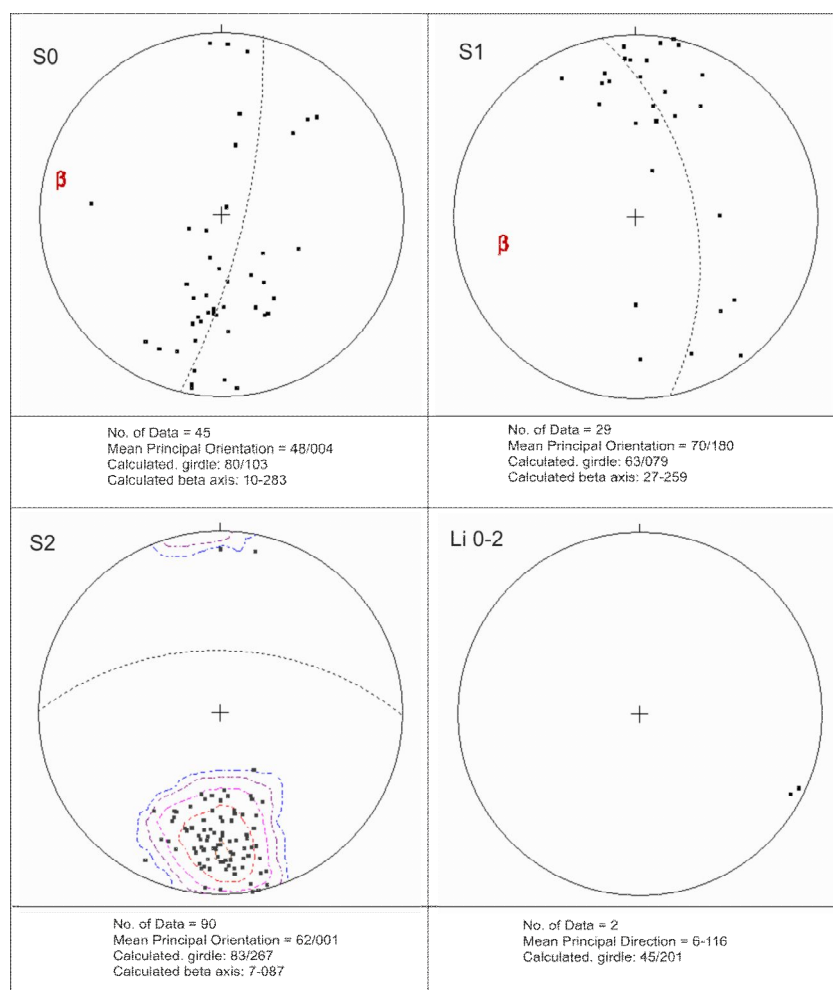


Figura 6.33: Projectió estereogràfica de l'estratificació (S₀), dues foliacions (S₁ i S₂) i la lincaió d'intersecció entre S₀ i S₂ al sector d'Envalira. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

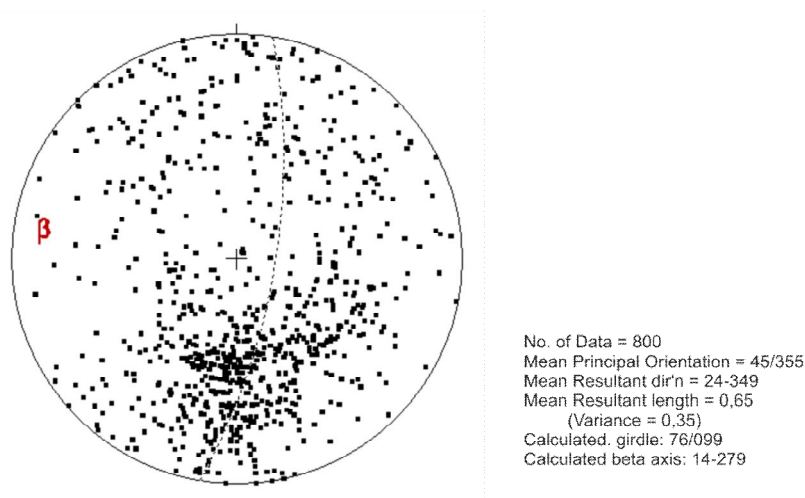


Figura 6.34: Projectió estereogràfica de les mesures d'estratificació de la zona d'estudi. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

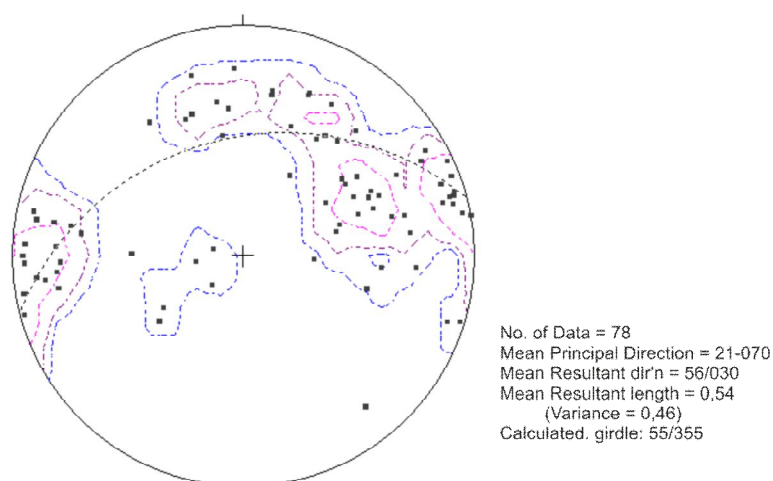


Figura 6.35: Projectió estereogràfica dels eixos dels plegcs de la zona d'estudi. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

6.4.1. Estructures de deformació anteriors a la foliació principal.

1. **Episodi de deformació D_1 .** Es tracta d'un episodi de plegament acompanyant només localment per la formació d'una foliació associada S_1 . És una foliació discontinua que no apareix en tots els sectors. Al sinclinal de Llavorsí, aquesta foliació és més visible que a la resta de sectors. Aquesta foliació S_1 s'ha observat localment en làmina prima, i està definida per l'orientació de les miques. A nivell d'aflorament, es mostra com un clivatge de crenulació poc penetratiu i bastant espaiat (Fig. 6.36). Com es pot observar a la figura 6.37, els plans de foliació estan plegats en una direcció propera a E-W, segons un eix subhoritzontal. Predominen les mesures que cabussen moderadament cap al nord, nord



Figura 6.36: Aspecte de la foliació S_1 als materials de la Fm de Jújols a la Moixella.

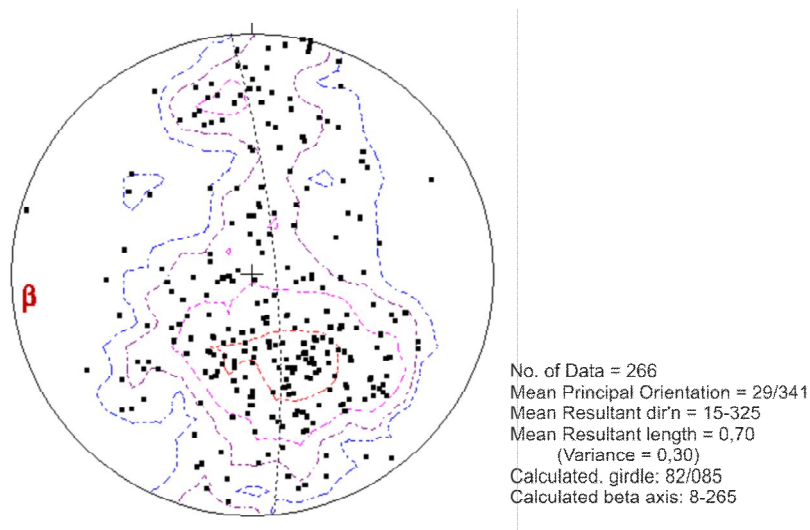


Figura 6.37: Projecció estereogràfica de la foliació S_1 a la zona d'estudi. Projecció equiarcual d'hemisferi inferior.

est i nord oest, i el trànsit cap a les mesures que cabussen cap al sud és gradual, no s'observen dos flancs ben diferenciats. Els plans que cabussen cap al sud ho fan majoritàriament amb un cabussament fort a subvertical. Algunes mesures escapen d'aquesta disposició general i cabussen cap a l'est i l'oest, no es descarta que aquesta dispersió sigui deguda a deformacions posteriors a la deformació principal.

Al port de Cabús, al límit occidental de l'anticlinal de la Massana a Andorra, s'hi ha reconegut un plec en els materials del Cambroordocivià i de l'Ordovicià superior vergent cap al nord, d'escala decamètrica, que s'ha representat a les figures 6.38 i 6.40. La foliació dominant en aquest sector té una orientació mitjana 210/49, és a dir que cabussa cap

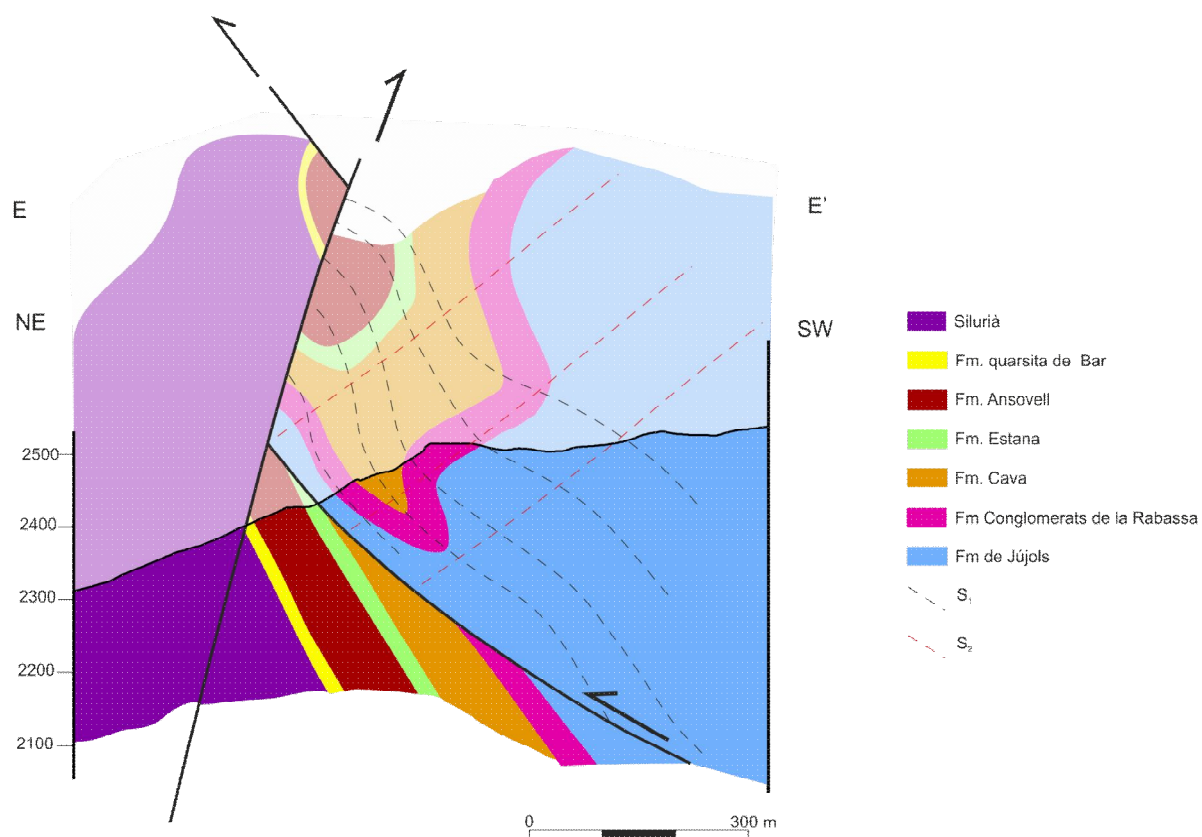


Figura 6.38: Tall geològic del plec del port de Cabús. La foliació dominant i els plecs més visibles són de fase 1, mentre que en un episodi posterior de fase 2, es plegaria suaument tota l'estructura.

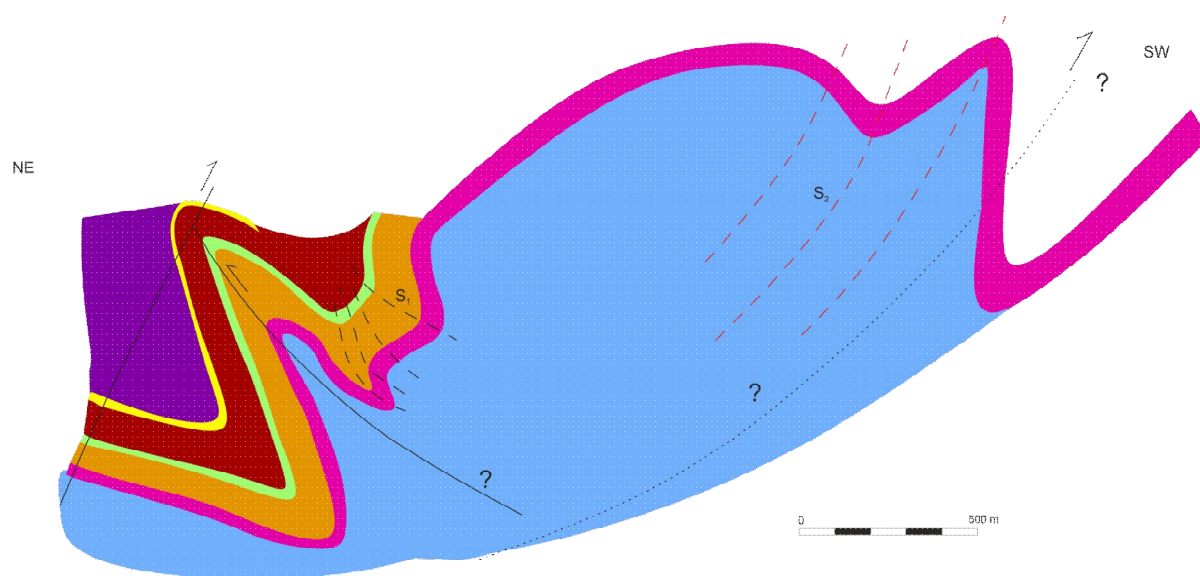


Figura 6.39: Restitució esquemàtica dels encavalcaments del tall de la figura 6.38. Cap al sud es mostra l'estructura general observada a l'anticlinal de la Massana de manera esquemàtica.

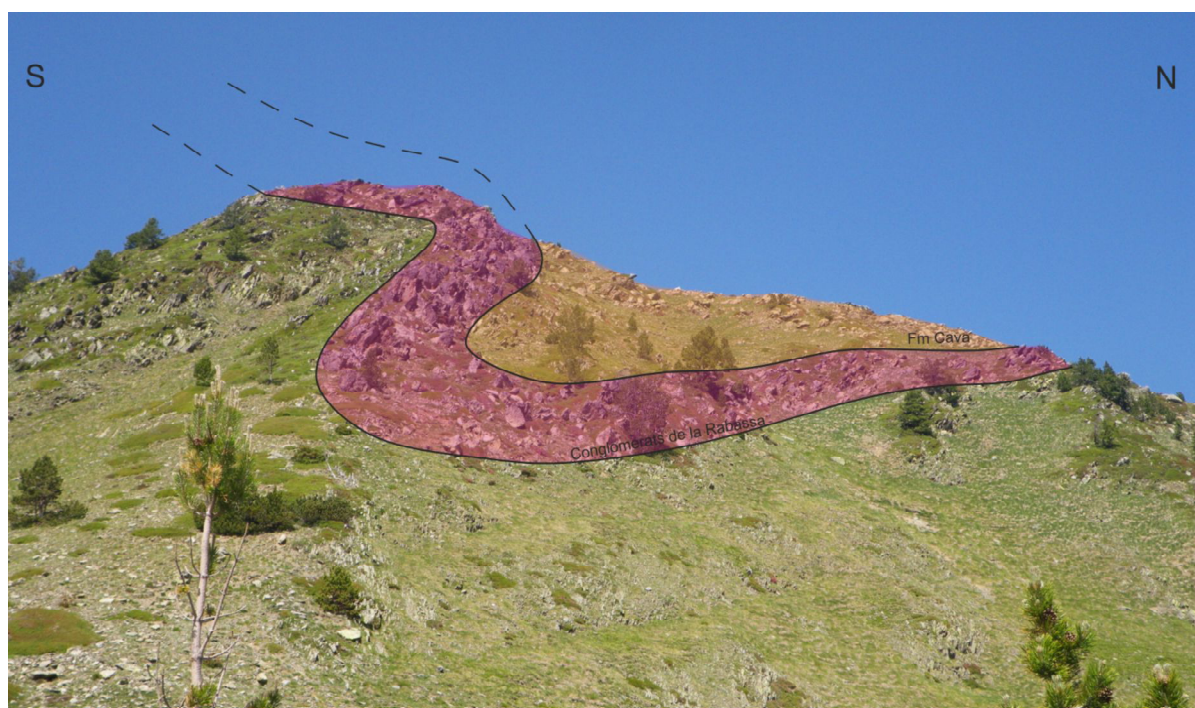


Figura 6.40: Fotointerpretació del plec vergent cap al nord del port de Cabús.

al sud oest. L'estructura que es pot deduir del tall geològic E-E' és d'un plec de fase 1 apretat plegat per un plec de fase 2 més obert i de dimensions majors, i un encavalcament també de fase 1 que talla el plec. Tant els plects de fase 1 com la foliació associada estarien plegats pels plects de fase 2, com es pot observar a la figura 6.38. La figura 6.39 mostra la restitució dels encavalcaments d'aquest sector seguint aquesta hipòtesi i enllaçant-lo amb l'estructura general que hi ha cap al sud de l'anticlinal de la Massana.

No s'han observat més plects de fase 1 en el sector estudiat, tot i que la seva existència es pot deduir a partir de l'estructura que il·lustren els talls geològics (annexos 2 i 3). La forma cartogràfica dels plects majors en aquests talls, deduïda a partir d'una geologia en superfície i d'unes mesures estructurals, mostra que els grans plects tenen una geometria una mica complexa. La vergència dels plects és cap al sud, la foliació dominant també cabussa cap al sud, malgrat això el seu flanc nord és més dret del que s'hauria d'esperar amb una geometria simple, de fet, a l'anticlinal de la Massana el flanc nord arriba a ser subvertical (annexos 2 i 3, fig. 6.28). Aquest fet es pot explicar a causa de l'existència de plects quilomètrics amb vergència cap al nord anteriors a la fase de deformació principal, i que podrien estar lligats amb la foliació S_1 , tal i com ja van apuntar Cirés et al. (1990) i Poblet (1991), entre d'altres.

2. **Fase de plegament local D_a .** El poble d'Argolell es troba situat al sud oest de l'àrea estudiada, a la comarca de l'Alt Urgell, al tancament occidental del dom de la Rabassa. Entre aquesta població i el pic de Cussol, més al nord, s'han estudiat detalladament

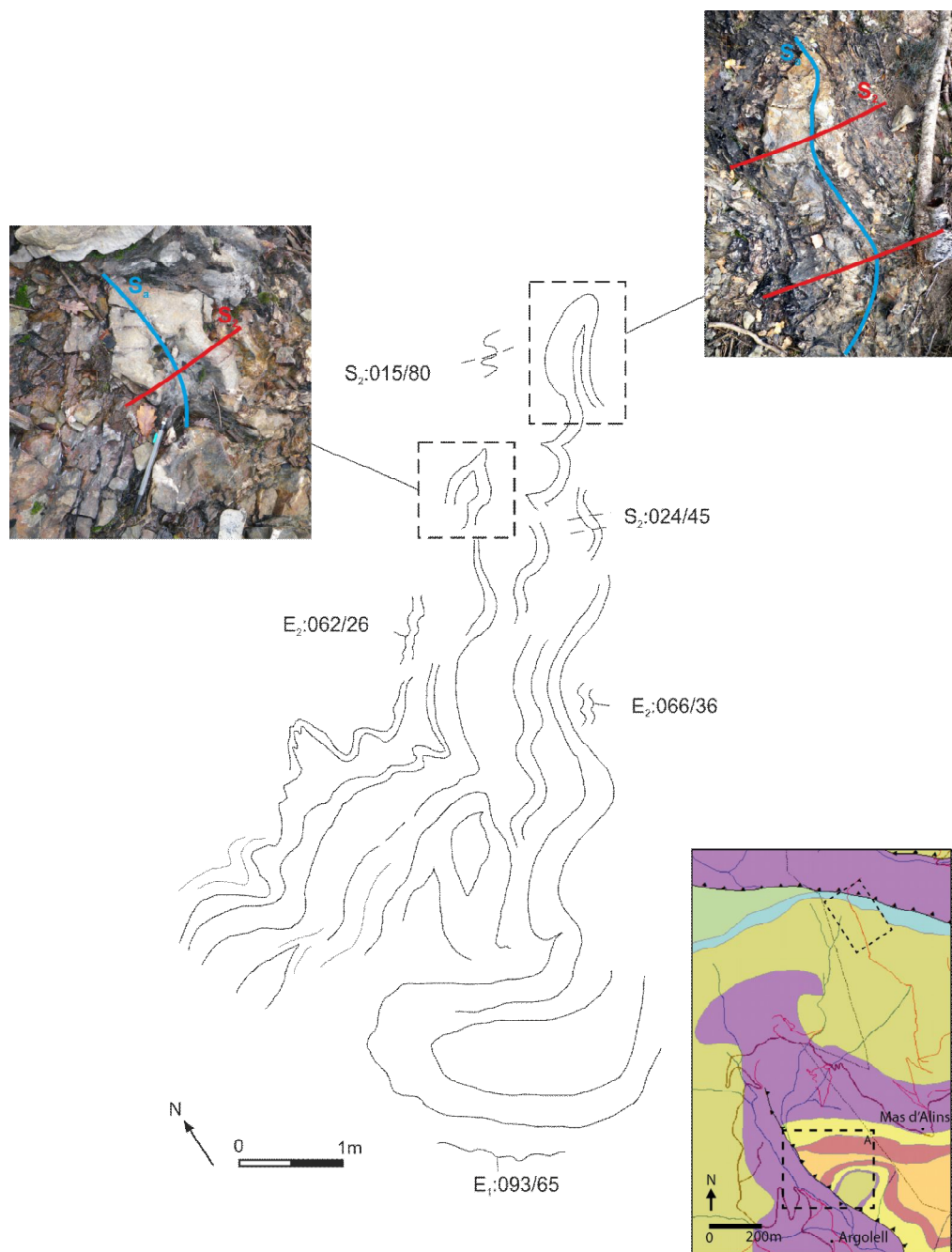


Figura 6.41: Esquema de les figures d'interferència de plecs en quarzites observades prop d'Argolell. A l'esquema, les línies negres representen l'estratificació, i s'hi inclouen algunes mesures de la foliació principal (S_2) i dels eixos dels plecs de fase 1 i 2. Les fotografies mostren alguns detalls. Les línies vermella i blava representen la traça axial dels plecs de fase 2 i 1, respectivament. Es pot observar com la traça axial de fase 1 està plegada per la de fase 2. A baix a la dreta es mostra el mapa de situació. Els dos requadres discontinus representen els sectors on s'han observat estructures d'interferència de plecs. L'esquema i les fotos d'aquesta figura corresponen al requadre A.

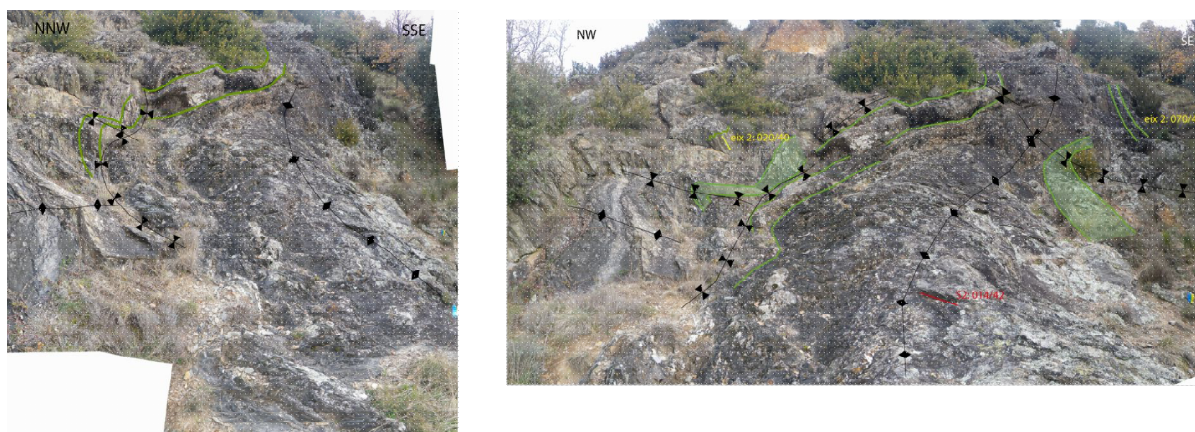


Figura 6.42: Fotomuntatges on s'observa el patró de superposició de plecs a Argolell. Les línies negres representen els sinclinals i anticlinals: els de direcció aparent NE-SW són de fase 1 i els de direcció aparent NW-SE són de fase 2. Les línies verdes representen l'estratificació, i els polígons verds de la segona figura marquen la Fm d'Estana. A la segona figura també s'hi han representat dos eixos de plecs de fase 2 en groc i una direcció de S_2 en vermell. Per a la situació, veure el quadre A de la figura 6.41.

diversos afloraments que mostren figures d'interferència de plecs (Margalef et al., 2012). En concret s'observen dues famílies de plecs, una correspon a l'episodi de plegament principal i l'altra és anterior i està plegada per aquesta (Figs. 6.41 i 6.42). Com que no s'ha pogut determinar si el primer episodi de plegament a Argolell és equivalent, anterior o posterior a l'episodi D_1 , s'ha preferit anomenar-lo D_a sense fer referència a la seva edat relativa respecte a D_1 . Es tracta d'un sistema de plecs que no porta associada cap foliació. Els plecs tenen mides de decimètriques a decamètriques, similars als de fase D_2 , i s'observen figures d'interferència de plecs entre totes dues fases del tipus 2-0₃ de Grasemann et al. (2004). En l'anàlisi estructural portada a terme en aquest sector s'han pogut mesurar eixos de plecs de les dues famílies, així com alguns plans de la foliació regional S_2 . Aquestes dades s'han representat en la figura 6.43.

A Margalef et al. (2012) es va fer una simulació de la superposició d'aquestes dues famílies de plecs amb l'objectiu de determinar les característiques dels plecs de primera fase (D_a) a partir de dades conegudes: la direcció de la foliació S_2 i dels plecs de fase 2 en aquest sector, i la forma cartogràfica del tancament del dom de la Rabassa. Per a la fase D_a es va determinar un pla axial mitjà de 163/90, i una orientació inicial dels eixos de 073/00. Per a la fase D_2 es va utilitzar un pla axial de 015/45, que és la mitjana de les mesures de foliació S_2 en aquest sector, i com a eix es va prendre la direcció de capa d'aquesta foliació, 105/00. Amb aquestes dades es va fer la simulació es va fer utilitzant el paquet FoldPlot, desenvolupat per Moore i Johnson (2001). El resultat de superposar la fase D_2 a aquesta fase D_a queda representat a la figura 6.44.

Tot i que no es pot descartar que la fase de deformació D_1 i la fase de plegament local D_a

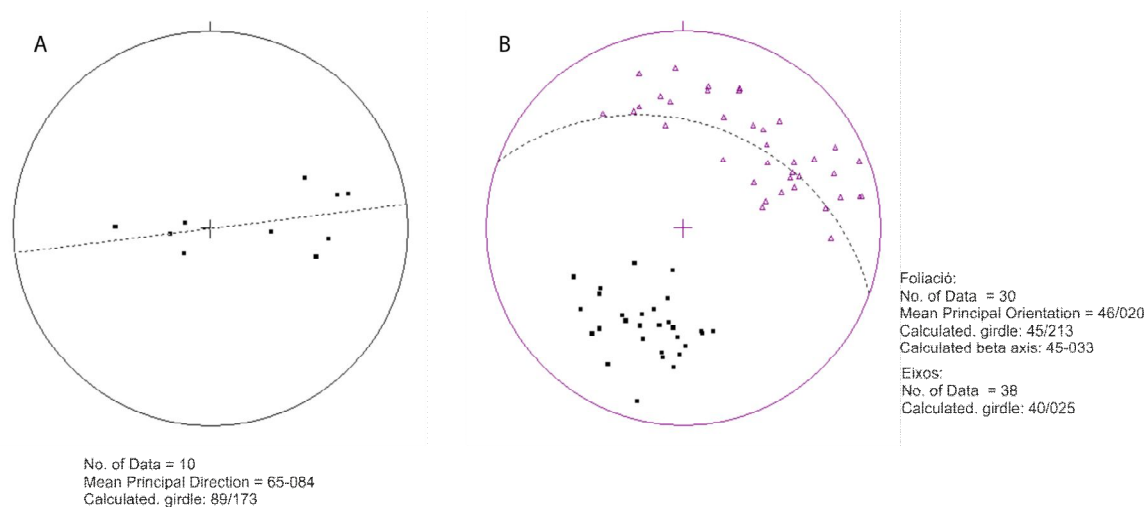


Figura 6.43: A: Projectió estereogràfica dels eixos dels plecs de l'estratificació de fase 1 a Argolell (D_1). Els eixos es presenten dispersos a causa del seu plegament posterior. B: Projectió estereogràfica dels eixos dels plecs de l'estratificació de fase 2 (D_2 , triangles liles) i pols dels plans de la foliació S_2 (punts negres). En aquest cas els eixos dels plecs es presenten dispersos sobre un cercle major que correspon al pla mitjà de la foliació S_2 . Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

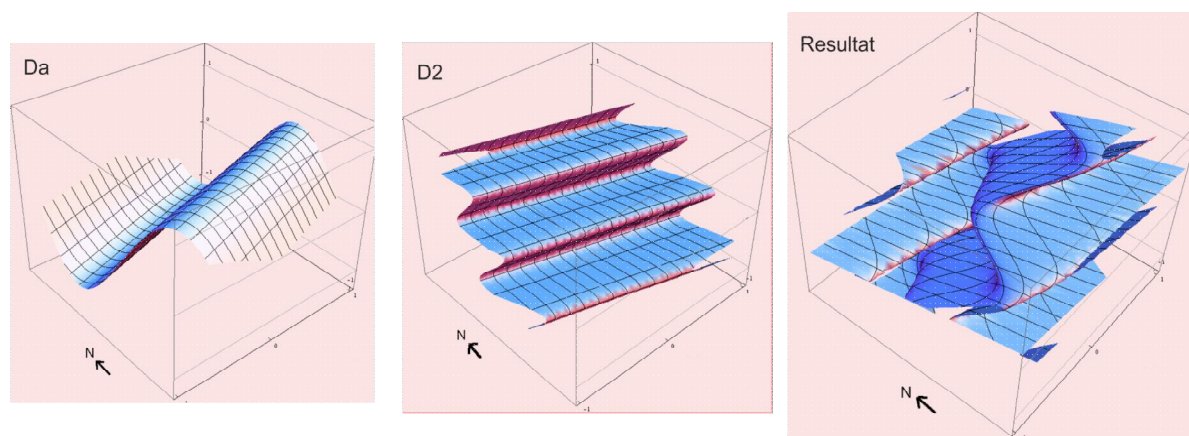


Figura 6.44: Resultat de la simulació dels dos sistemes de plecs amb l'aplicació *FoldPlot*. D_1 representa el primer sistema de plecs, D_2 el patró de flux que s'hi superposa, i a resultat es mostra la superposició entre els dos.

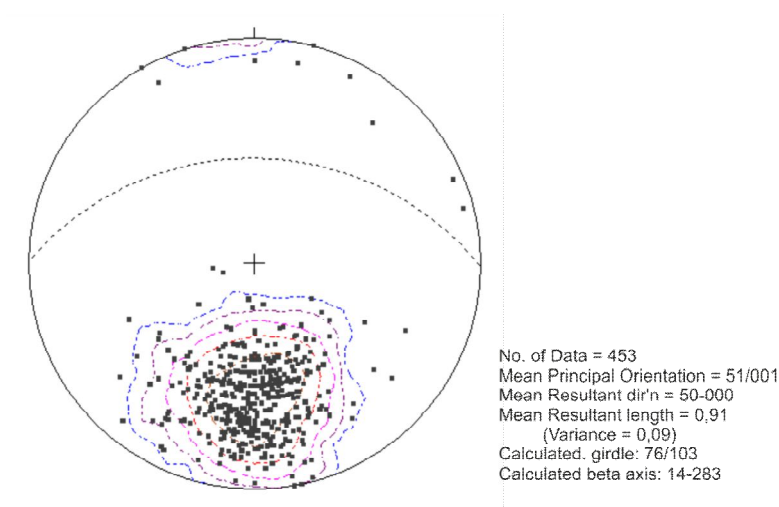


Figura 6.45: Projectió estereogràfica de la foliació principal S2 a la zona d'estudi. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

estiguin relacionades, no s'han trobat evidències per afirmar rotundament que s'hagin format durant el mateix episodi de deformació. A Argolell no s'hi ha observat cap foliació anterior a la principal S₂ per poder comparar-la amb la S₁, i tret del plec del port de Cabús no s'han observat altres sectors amb patrons de superposició de plects per poder-ne estudiar els de primera fase i comparar-los amb els d'Argolell. En tot cas, tots dos episodis estan afectats per la fase de deformació principal.

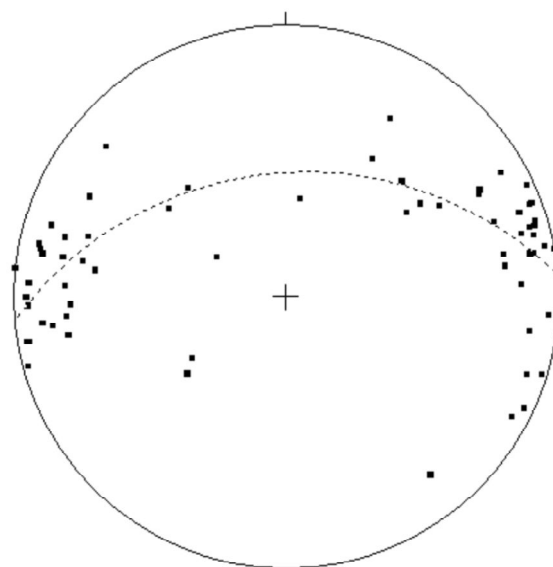
6.4.2. Fase de deformació principal D2

És la fase de deformació principal a tota l'àrea d'estudi. Es tracta d'un esdeveniment que dóna lloc a plects de direcció E-W i vergents cap al sud, de tancats a isoclinals, amb una foliació de pla axial associada que cabussa sobretot cap al nord (S₂, fig. 6.45, 6.47, 6.48). Durant aquest episodi es produeixen també dues famílies d'encavalcaments amb direcció de transport cap al sud. Aquests encavalcaments són els responsables del desplaçament de les unitats anti-formals que encavalquen sobre materials silurians i devonians i de la configuració cartogràfica actual d'aquest sector. Aquesta fase de deformació és d'edat herciniana, ja que les seves estructures queden tallades per les granodiorites de Fontaneda, Santa Coloma i Andorra-Montlluís, datades en 307 ± 12 , 309 ± 12 i 305 ± 3 Ma per Romer i Soler (1995) i Solé et al. (1997).

La foliació S₂ cabussa moderadament cap al nord (orientació mitjana 51/001), tot i que la direcció pot variar des del NW fins al SE i el cabussament entre 12 i 90 graus. Es considera que aquesta foliació ha estat poc afectada per deformacions posteriors, i les variacions en la seva orientació poden ser degudes al desplaçament de les roques tant en fases alpines com per encavalcaments fora de seqüència o per falles normals posteriors a la seva formació. Aquesta foliació correspondria a la foliació regional descrita tant en aquesta zona com en sectors propers per la resta d'autors que hi han treballat (Harteveldt, 1970; Poblet, 1991; García-Sansegundo,



Figura 6.48: Relació entre les foliacions S_1 i S_2 a la carretera de la Moixella.



No. of Data = 66
Mean Principal Direction = 2-266
Calculated. girdle: 52/355

Figura 6.49: Projectió estereogràfica de la lineació d'intersecció entre l'estratificació i la foliació S_2 i dels eixos dels plects de fase 2 a la zona d'estudi. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

fet posa en evidència que l'estratificació havia estat plegada per almenys una fase anterior abans de la formació de plects de fase 2.

Els plects generats en aquesta fase de deformació són visibles a totes les escales, des dels plects quilomètrics, que conformen les macroestructures antiformes, fins a plects d'escala microscòpica. Quan els materials que es troben plegats són quarzites, s'observa una disharmonia entre els plects dels materials infra i suprajacents i les quarzites, on els plects són de tipus paral·lel. Aquest fet es pot observar molt bé en les quarzites del sostre de la Fm de Jújols que afloren àmpliament a la carretera de la Moixella (Figs. 6.50, 6.51, 6.52, 6.53, 6.54 i 6.55).

Un dels trets estructurals amb més rellevància d'aquest episodi de deformació D2 és la formació d'encavalcaments. Gràcies a l'elaboració dels talls geològics (annexos 2, 3 i 4)

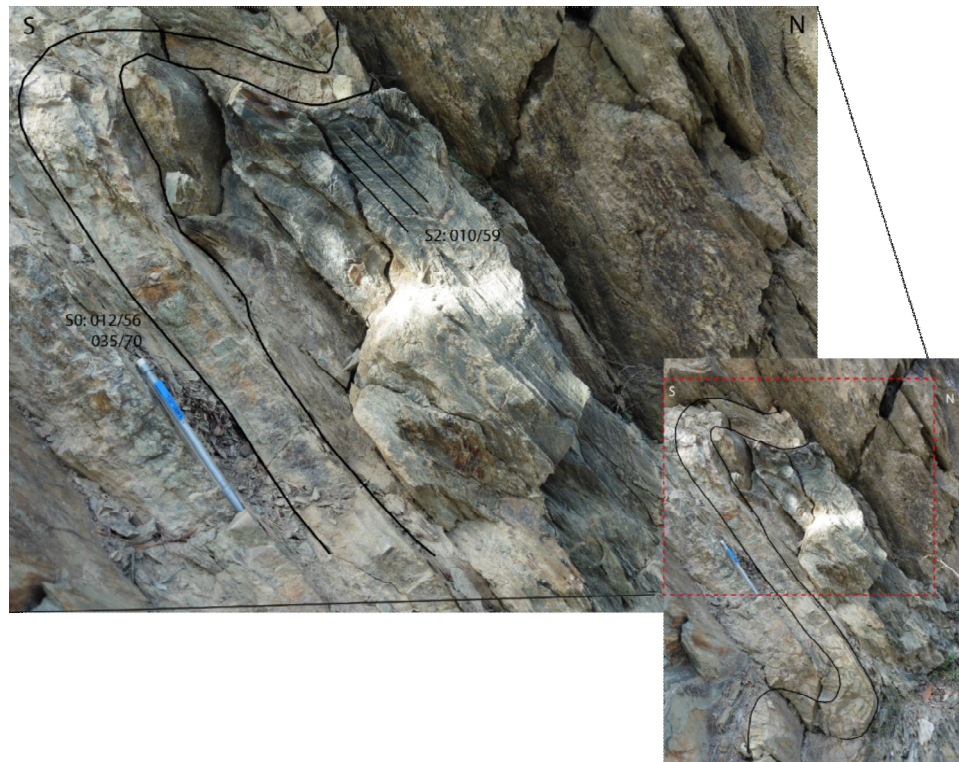


Figura 6.50: Plecs de diferent ordre entre les quarssites de la Fm de Jújols, que presenten plecs decimètrics paral·lels, i les pissarres i llims blancs, on els plecs són centimètrics. La foliació S_2 , paral·lela a la superfície axial dels plecs, és molt evident en les pissarres però no s'observa en les quarssites.



Figura 6.51: Plecs paral·lels en la Fm quarssita de Bar, a la carretera de la Moixella. Les mesures són d'estratificació.

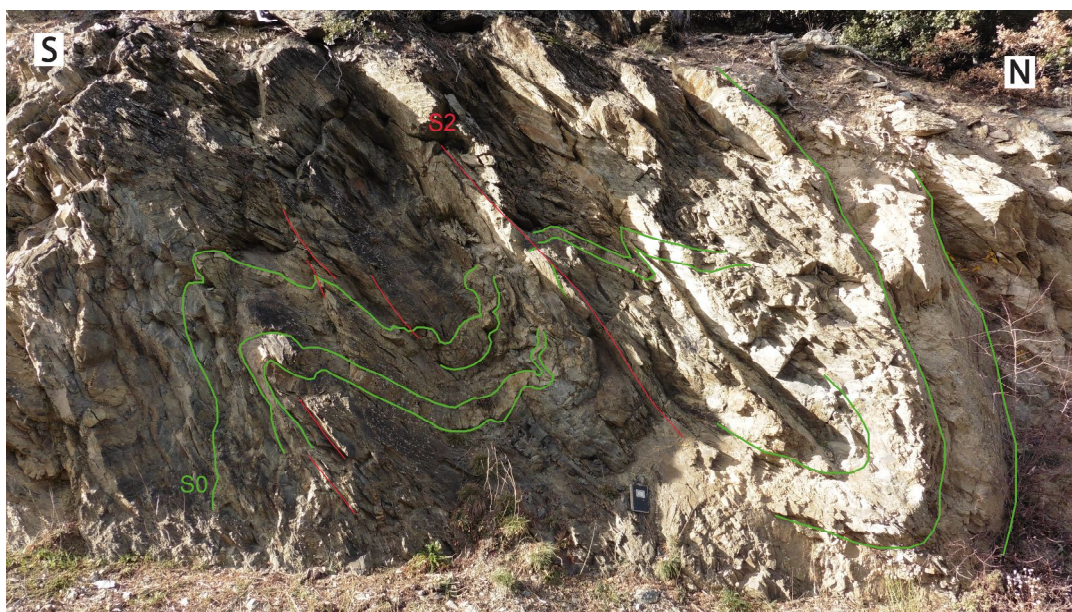


Figura 6.52: Plecs disharmònics en les quarssites de la Fm de Jújols a la carretera de la Moixella. Les línies verdes marquen l'estratificació, les vermelles marquen la foliació S_2 . S'observa clarament la vergència sud de les estructures.



Figura 6.53: Plecs disharmònics entre dues capes de quarssita dins la Fm de Jújols.

s'han pogut distingir dues famílies d'encavalcaments diacròniques lligades a diferents estadis d'evolució d'aquesta fase deformativa. En un primer estadi, la deformació s'acomoda de manera diferent al damunt i a sota de les pissarres del Silurià, on es forma un nivell de desenganxament. Per sota d'aquest nivell de desenganxament, en els materials del Cambroordovicià i de l'Ordovicià superior, s'inicia la formació de plecs asimètrics de vergència cap al sud, probablement de mides inferiors a quilomètriques. Per damunt del nivell de desenganxament del Silurià, la deformació s'acomoda amb la formació d'encavalcaments amb cabussament suau cap al nord i transport de material cap al sud i arrelats a aquest nivell de desenganxament. Són els encavalcaments dibuixats en blau al mapa i als tall, i a les figures 6.24, 6.25 i 6.26. En apartats anteriors es fa referència a aquests encavalcaments com a encavalcaments de fase F_2b .



Figura 6.54: Plecs multicapa en una successió de pissarres i quarssites de la Fm de Jújols a la carretera de la Moixella. En les pissarres els plecs són de tipus similar, mentre que en les quarssites són de tipus 1A de Ramsay. S'ha marcat l'estratificació en verd i la foliació S_2 en vermell.

En els materials del Devonian es formen plecs associats a aquests encavalcaments, als quals es fa referència com a plecs de fase F_{2a} . Aquestes estructures es poden observar molt bé a l'oest de la Farga de Moles, en els materials del sinclinal de Llavorsí (Fig. 6.56). En un estadi de deformació posterior, tota l'estructura es plega formant plecs quilomètrics de vergència cap al sud que donaran forma a les grans estructures actuals antiformes i sinformes (Plecs de fase F_{2c}). Posteriorment es formen els grans encavalcaments, amb un fort cabussament, que limiten aquestes unitats i que tallen tant els plecs quilomètrics com els encavalcaments arrelats al Silurià (encavalcament d'Arcavell, encavalcament de Llavorsí - Senet, encavalcament d'Estaron i encavalcament de Pal). Aquests encavalcaments estan dibuixats en negre al mapa i talls, i a les figures abans esmentades, i corresponen a la fase F_{2d} .

6.4.3. Episodis de deformació posteriors

S'han identificat diferents estructures de deformació que són posteriors a la fase principal i que es poden agrupar en tres episodis de deformació. Tot i que no es coneix l'edat relativa entre elles, poden ser estructures formades en les fases tardanes de l'orogènesi herciniana, o bé alguna d'elles pot tenir una edat alpina.

Foliació S_3 . Es tracta d'una foliació espaiada, subvertical i poc penetrativa, que s'observa des del sinclinal de Llavorsí cap al nord, especialment a l'anticlinal de la Massana (Fig. 6.57). No s'han observat plecs associats a aquesta foliació. Tot i que no s'han trobat marcadors per determinar la seva edat relativa respecte a altres estructures de deformació,

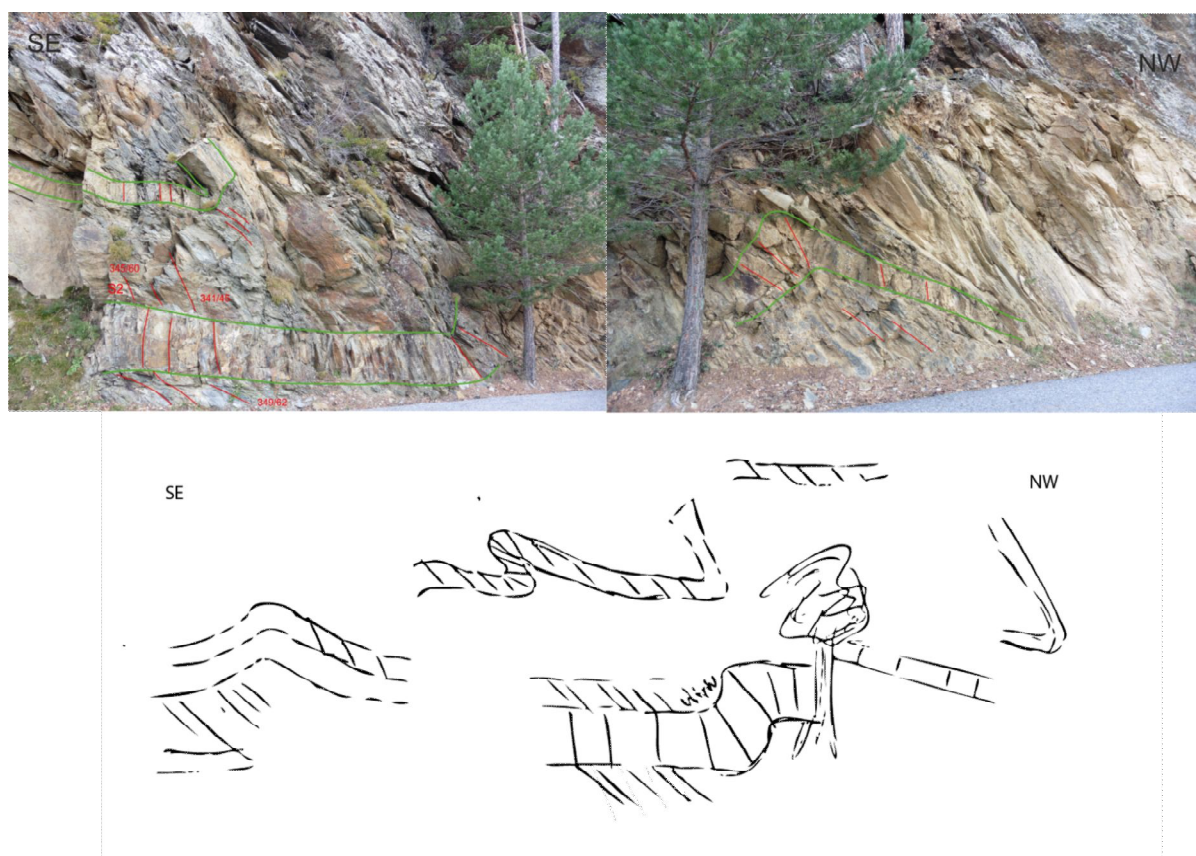


Figura 6.55: Tall esquemàtic i fotointerpretació de la successió quarzites - pissarres del sostre de la Fm de Jújols a la Moixella. S'observa una disharmonia entre els plecs de les quarzites, que són de tipus paral·lel i vergents a sud. També es pot observar com la foliació es refracta en entrar a les quarzites. L'arbre serveix de referència per les fotografies i el tall.

es considera que aquesta foliació és probablement d'edat tardiherciniana o fins i tot alpina, a causa de la seva verticalitat, del fet de no haver patit deformacions posteriors i del seu pobre desenvolupament, que contrasta amb la gran rellevància de les estructures hercinianes.

Plecs de tipus kink. Es tracta de plecs de direcció E-W a ENE-WSW, amb un flanc llarg cabussant uns 55° cap al nord i un flanc curt subhoritzontal. Tenen associada una foliació de pla axial que cabussa moderadament cap al S-SSE (fig. 6.58), i afecten la foliació S_2 , tal i com es pot observar a la figura 6.59.

Falles normals amb cabussament nord - nord oest. Es tracta de falles de direcció NE-SW a E-W que afecten tota la sèrie, des dels materials cambroordovicis fins als devonians. Tenen un sentit de desplaçament cap al NW o el N, i salts de falla que poden superar els 1000 metres. Algunes d'elles tallen els granitoides, per tant han de tenir almenys una edat tardiherciniana.

La intrusió de l'*stock* de Fontaneda, del plutó de Santa Coloma i del batòlit d'Andorra - Montlluís està datada per Romer i Soler (1995) i Solé et al. (1997) en 307 ± 12 , 309 ± 12 i 305



Figura 6.56: Aspecte del vessant nord del riu de Civís entre la Farga de Moles i Sant Joan Fumat, format per diverses làmines encavalcades de materials devonians amb plecs forçats pels encavalcaments. En blau s'han dibuixat els encavalcaments arrelats al Silurià, en negre algunes superfícies d'estratificació del Devonianà.

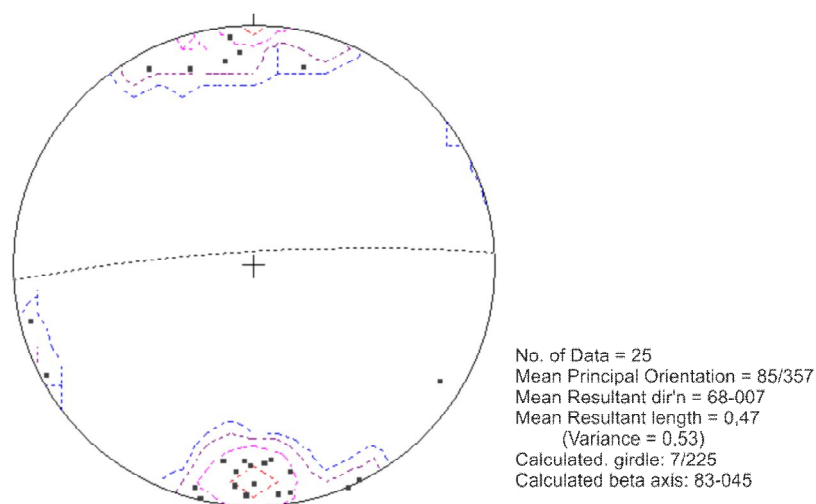


Figura 6.57: Projectió estereogràfica de les mesures de la foliació S₃ de la zona d'estudi. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.

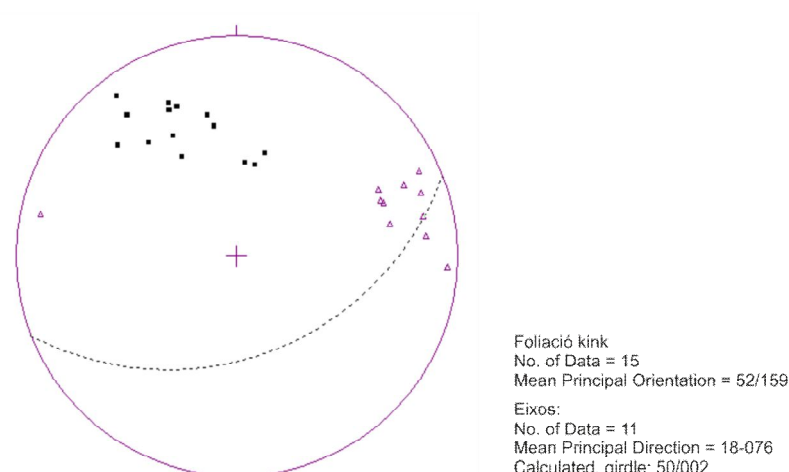


Figura 6.58: Projectió estereogràfica de les mesures de la foliació de pla axial dels plects kink i dels seus eixos. Els plans axials dels plects kink cabussen al SSE. Projectió equiareal d'hemisferi inferior.



Figura 6.59: Aspecte de les bandes de plects kink a l'estació d'esquí de Pal, a l'anticlinal de la Massana.

± 3 Ma, i pel Pirineu en general es considera una edat Carbonífer superior - Permià inferior (Debon et al., 1996) per aquests cossos. Aquestes intrusions tallen els encavalcaments de la fase principal, així com les foliacions S_1 i S_2 , fet que permet acotar l'edat de la deformació herciniana. D'altra banda, és possible que aquestes intrusions estiguin afectades per les fases de deformació alpines, si bé no s'ha observat cap patró de deformació constant de tipus lineació o foliació, només algunes bandes d'alta deformació molt localitzades. Així mateix aquests granitoides estan tallats per les falles normals que cabussen a N-NW. S'ha pogut observar una d'aquestes falles a la cresta entre els pics de Carroi i Enclar, en què el plutó de Santa Coloma està en contacte amb unes pissarres de la Fm de Civís en les que s'ha determinat un grau de metamorfisme de contacte molt baix (Fig. 6.60). Entre els granitoides i les pissarres s'han observat roques molt deformades que podrien correspondre al contacte mecànic.



Figura 6.60: Contacte per falla entre el plutó de Santa Coloma, en primer terme, i les pissarres de la Fm de Civís, a la dreta de la imatge. La falla creuaria pel petit coll, on les roques estan molt deformades. Les pissarres de la Fm de Civís són de baix grau metamòrfic. La foto ha estat presa a la cresta de Carroi - Enclar.

6.4.4. La deformació alpina

Com ja s'ha comentat en el capítol 2, l'orogènia alpina és la responsable de la forma que tenen actualment els Pirineus. La zona axial està formada per un apilament antiformal de mantells encavalcants que en aquest sector del Pirineu tenen sentit de desplaçament cap al sud. Andorra forma part del mantell de l'Orri, delimitat per l'encavalcament de les Nogueres a la base, i encavalca sobre el mantell de Rialp (Muñoz, 1992b). A la zona d'estudi no s'han reconegut evidències clares de foliació, plecs ni encavalcaments associats a aquest episodi de deformació. El fet que el cabussament de la foliació de fase 2 sigui més fort al nord de la zona d'estudi, podria ser degut al basculament de tot el sector durant l'orogènesi alpina. D'altra banda, també és possible que algunes de les falles normals hercinianes hagin tingut un rejoc alpí com a encavalcaments. Fora de la zona estudiada, al nord de la població de Soldeu, la falla de Soldeu - Lanoux és probablement d'edat alpina (Van den Eeckhout i Zwart, 1988; Denèle et al., 2007).

6.5. Conclusions

1. A la zona estudiada es poden distingir almenys sis episodis de deformació:
 - a. D_1 i D_a : Són dos episodis anteriors a la foliació principal. Durant l'epiodi D_1 es formen plecs de direcció aproximada E-W i vergents cap al nord, amb una foliació de pla axial associada que es desenvolupa només localment i que es troba plegada per

fases posteriors. L'episodi anomenat D_a s'ha deduït gràcies a l'observació de figures d'interferència de plecs al sector d'Argolell, on la fase principal plega uns plecs anteriors. No hi ha evidències que permetin relacionar temporalment aquests dos episodis les fases D_1 i D_a , ni descartar que no siguin sincrònics.

- b. D_2 : És l'episodi de deformació principal, és a dir, el que genera les estructures més visibles a totes les escales. Es generen estructures amb direcció E-W i amb vergència i sentit de transport cap al sud. Dins aquest episodi es poden distingir tres subepisodis de deformació. El primer genera una partició de la deformació. Per damunt de les pissarres del Silurià es formen encavalcaments amb plecs associats (Fases 2a i 2b), i per sota d'aquestes pissarres la deformació podria començar a formar els grans plecs. El segon subepisodi afecta totes les roques de la sèrie de la mateixa manera, amb la formació de grans plecs quilomètrics amb vergència cap al sud, i probablement amb la formació de la foliació associada a aquesta fase S_2 (Fase 2c). Per últim, es formen els grans encavalcaments fora de seqüència que tallen tota la sèrie i les estructures anteriors, arrelats almenys a les roques cambroordovicianes (Fase 2d).
 - c. Episodis posteriors a la foliació principal: Deformen les estructures descrites anteriorment. No se'n sap l'edat relativa, però poden correspondre a deformacions més tardanes dins l'orogènesi herciniana, o bé algunes poden ser deformacions alpines. Es tracta d'una foliació S_3 subvertical a la meitat nord de l'àrea estudiada, de plecs de tipus kink d'orientació E-W que afecten la foliació S_2 , i de falles normals de direcció aproximada NE-SW i cabussament cap al nord que tallen les estructures de fase 2 i, en algun cas, els granitoides del Carbonífer superior.
2. L'edat de la deformació principal és herciniana, ja que afecta roques des del Cambroordovicià fins al Devonian mitjà, i les principals estructures de deformació queden tallades pels granitoides d'edat Carbonífer superior. Les deformacions anteriors a la principal D_1 i D_a , també són hercinianes, ja que afecten a roques del Devonian i l'Ordovicià superior respectivament.
 3. No hi ha evidències directes de deformacions d'edat alpina importants en el sector estudiat: no s'han observat foliacions ni plecs associats a aquest episodi de deformació. La forma en semiventall de la foliació de fase 2, amb un cabussament més fort al sector nord, pot ser deguda a un basculament sofert durant l'orogènesi alpina.
 4. La forma cartogràfica de les grans estructures d'Andorra és fruit de la superposició de plecs quilomètrics de fase 1 amb plecs quilomètrics de fase 2. Els grans encavalcaments tardans de fase 2 tallen aquests plecs i donen la configuració actual al sector, limitant les grans estructures (dom de la Rabassa, sinclinal de Llavorsí, anticlinal de la Massana i massís de la Pallaresa).
 5. Els afloraments en forma allargada de materials del Silurià es troben tallant roques d'edats molt diverses. Les hipòtesis presentades fins ara no serveixen per explicar tots els casos.

En el mapa geològic i els talls es presenten diverses solucions per a cadascun dels casos.

6. La restitució dels talls permet calcular un escurçament màxim de vora el 60 % en les roques del Devonià. La major part d'aquest escurçament és resultat de les deformacions hercinianes. En els materials presilurians l'escurçament calculat és menor, d'entre el 46 i el 49 %. Aquesta diferència ha de ser deguda o bé a alguna fase de deformació en una direcció diferent a l'estudiada en els talls (per exemple N-S), no detectada en aquest sector; o bé a la presència d'estructures que afectin els materials pre silurians, no identificades en aquest treball; o a la reactivació com a encavalcaments d'antigues falles normals que haguessin afectat els materials presilurians.
7. La restitució dels talls permet donar-los una validesa geomètrica. Els talls presentats en aquest treball són possibles geomètricament, i en el cas dels talls A-A' i B-B', correlacionables lateralment. En el tall C-C' hi ha imprecisions en les capes superiors (que no afloren) que es deuen a la incertesa en la seva posició, i que no permet correlacionar-lo amb la resta de talls.

Capítol 7

Discussió

7.1. Síntesi de la geologia del sud d'Andorra	143
7.2. Relació amb el nord oest i l'oest d'Andorra	146
7.3. Andorra dins el Pirineu central i oriental	148
7.4. Andorra i la serralada herciniana	151
7.5. Reconstrucció preherciniana del marge nord de Gondwana	154

7.1. Síntesi de la geologia del sud d'Andorra

En aquest apartat s'ha fet una síntesi dels processos que van tenir lloc durant la formació i la deformació de les roques que es troben actualment al sud d'Andorra en relació amb les característiques exposades en els capítols anteriors.

- **Sedimentació entre el Cambrià (?) i l'Ordovicià inferior.** Les roques més antigues cartografiades en aquest treball pertanyen al Grup de Jújols, concretament a les formacions d'Alins i de Jújols. Són alternances mil·limètriques i centimètriques de lutites i llims, amb alguna intercalació de calcàries, més important a la base, i diverses intercalacions de quarsites. Aquestes roques s'haurien dipositat en un ambient marí de plataforma externa o potser talús continental (Robardet, 2002), i a excepció d'alguns acritarcs que s'han trobat a la Molina (Casas i Palacios, 2012), no presenten restes fòssils. La part superior de la Fm de Jújols s'ha datat amb zircons detrítics i té una edat màxima de 478 ± 5 Ma, fet que confirma la presència de l'Ordovicià inferior en aquests sediments (Margalef et al., 2014). D'altra banda, a la Fm de Jújols s'hi han trobat dacites que indiquen activitat volcànica.
- **Episodi deformatiu prehercinià.** Entre les roques de l'Ordovicià inferior (Tremadocià - Floià) i els materials del Caradocià hi ha un hiatus sedimentari. En zones properes

s'ha identificat una discordança cartogràfica entre aquests materials (Santanach, 1972b; Laumonier, 1988; Casas i Fernández, 2007, entre d'altres). Durant l'Ordovicià mitjà hi podria haver hagut un episodi deformatiu que fes aflorar les roques del Cambroordovicià a la superfície, com proposa Casas (2010), tot i que a la zona d'estudi no s'hi hagi pogut diferenciar una fase de deformació preherciniana en els materials anteriors a la discordança.

- **Sedimentació durant l'Ordovicià superior.** Durant l'Ordovicià superior hi ha sedimentació essencialment continental d'una seqüència detrítica granodecreixent amb un membre discontinu de component carbonàtica (Fm d'Estana) i una membre quarsític a la part superior (Fm quarsita de Bar). La seqüència detrítica ve definida per una base de conglomerats granodecreixents, la Fm conglomerats de la Rabassa, que inclouen de manera esporàdica còdols de la formació subjacent (Fm de Jújols), i que perden potència en direcció nord. Per damunt s'hi situen les formacions de Cava i d'Ansovell, que s'inicien amb microconglomerats a la base de la Fm de Cava, i que tant cap al sostre com en direcció nord són reemplaçats primer per gresos i finalment per les pissarres de la Fm d'Ansovell. Aquesta seqüència podria correspondre al dipòsit d'un ambient sedimentari de tipus ventall al·luvial de grans dimensions que passa a ambient marí de poca profunditat. Durant el Caradocià hi ha un episodi extensiu que és el responsable de la formació de falles normals que afecten la part inferior dels materials de l'Ordovicià superior (Formacions dels conglomerats de la Rabassa i de Cava) i els materials del Cambroordovicià (Casas, 2010). A Andorra s'han observat algunes falles normals que podrien correspondre a aquest episodi. Les variacions de gruix en els sediments de la Fm de Cava i dels conglomerats de la Rabassa es poden explicar gràcies a aquestes falles normals sinsedimentàries, que anirien generant relleu i permetrien la sedimentació de fàcies típiques de ventall al·luvial. En aquest context, la part superior de la Fm de Cava i les Fm d'Estana i d'Ansovell representarien el reblliment de la conca amb sediments marins a causa de la pèrdua del relleu estructural de l'àrea font. D'altra banda, el magmatisme d'edat Caradocià i Ashgílià definit en sectors propers (Casas et al., 2010; Martínez et al., 2010) estaria relacionat amb aquest episodi extensiu.

- **Sedimentació entre el Silurià i el Devonian superior.**

La Fm quarsita de Bar podria correspondre a una plataforma silicoclàstica que seria el resultat d'una regressió del nivell del mar a causa de la glaciació de l'Hirnantia que va afectar el marge nord de Gondwana, i inclouria almenys la base del Llandoveryà (edat màxima de sedimentació de 443 ± 6 Ma). Posteriorment, amb el desgel arribaria una nova transgressió marina que duraria almenys des del Silurià fins al Famennià. Durant aquesta època a Andorra hi va haver sedimentació en ambients marins de plataforma (Sanz-López, 2002; Valenzuela, 2002), amb la formació de dipòsits de carbonats amb aportacions més o menys importants de materials terrígens. Els materials més recents que s'han descrit corresponen al Famennià (Clariana, 2015), tot i que en zones properes del Pirineu, com a

la Cerdanya, s'ha descrit sedimentació contínua fins al Carbonífer inferior, amb les fàcies Culm, sinsedimentàries amb l'orogènia herciniana en aquest sector.

■ Episodis compressius hercinians D_1 i D_2 .

L'episodi D_1 és el primer episodi compressiu que s'ha identificat i es desenvolupa durant l'orogènia herciniana. Afecta tots els materials de la sèrie sedimentària. Durant aquest episodi es desenvolupen plecs de direcció E-W a totes les escales, vergents cap al nord. Associada a aquests plecs es forma la primera foliació identificada a la zona, que s'ha anomenat S_1 . Es tracta d'un clivatge de crenulació discontinu que plega l'estratificació, i que es troba més ben desenvolupat al sinclinal de Llavorsí. Prop del poble d'Argolell s'ha reconegut interferències de plecs resultat de la superposició entre l'episodi de deformació principal i un episodi anterior que podria correspondre amb D_1 , tot i que no es tenen prou indicis per afirmar-ho ni descartar-ho. Totes les estructures anteriors es troben afectades per l'episodi de deformació principal a la zona d'estudi, D_2 . Aquest episodi compressiu dóna lloc a plecs de totes les mides, de direcció E-W i amb vergència cap al sud, així com a dues famílies d'encavalcaments i al desenvolupament d'una foliació de pla axial, penetrativa, que és la foliació principal en tots els sectors. Les primeres estructures a formar-se durant l'episodi D_2 són uns encavalcaments precoços arrelats al Silurià, amb sentit de desplaçament cap al sud, i els plecs associats a aquests en les roques del Silurià i del Devonian. A la Cerdanya, Casas et al. (2007) descriuen encavalcaments arrelats al Silurià que disminueixen el salt fins a desaparèixer en els sediments carbonífers de fàcies Culm, fet que marcaria l'edat d'aquesta família d'encavalcaments, sincrònics amb l'episodi compressiu principal de l'orogènia varisca (Viseà terminal - Namurià). En les roques subjacents, aquesta deformació es podria haver acomodat en encavalcaments de nova formació, o per la reactivació com a encavalcaments d'antigues falles normals. Posteriorment durant el mateix episodi es començarien a formar els grans plecs quilomètrics de direcció E-W i vergència cap al sud, i la foliació associada a aquests. Aquests plecs pleguen l'estratificació, la foliació S_1 i els encavalcaments precoços arrelats al Silurià. Per últim, es desenvoluparia una família d'encavalcaments fora de seqüència, de direcció E-W i amb sentit de transport cap al sud, que tallen totes les estructures anteriors i estan arrelats almenys en els materials cambroordovicians.

■ Episodis deformatius tardihercinians o alpins.

A la zona d'estudi s'han reconegut altres estructures de deformació posteriors a l'episodi principal, que podrien tenir una edat tardiherciniana o bé alpina, però que suposen una taxa d'escurçament menyspreable respecte la resta d'episodis de deformació.

Foliació S_3 : Es tracta d'una foliació molt discontinua, subvertical, que es troba a la part més septentrional de la zona estudiada. No s'han trobat plecs associats a aquesta foliació. Aquest fet i el seu pobre desenvolupament fa pensar que es podria tractar d'una estructura d'edat alpina.

Plecs de tipus kink: Són plecs de direcció E-W a ENE-WSW que afecten a la foliació S_2 , per tant, són posteriors a la seva formació. Es poden haver format en un episodi tardihercinià o alpí, i es desconeix la seva edat relativa respecte a la foliació S_3 .

- **Intrusió de les granodiorites.** Es tracta dels materials més recents de la zona d'estudi. Aquestes intrusions han estat datades per Romer i Soler (1995) i Solé et al. (1997) en 307 ± 12 Ma, 309 ± 12 Ma i 305 ± 3 Ma i, de fet, tallen clarament totes les estructures prèvies (plecs, encavalcaments i foliacions). La intrusió d'aquestes granodiorites es podria haver donat en un context d'extensió generalitzada al Pirineu, en el que també es dona activitat volcànica continuada des de l'inici de l'Estefanià fins a l'inici de la sedimentació permiana (Casas et al., 2007).

- **Episodi extensional tardihercinià.**

Aquest episodi queda reflectit per la formació de falles normals de direcció NE-SW a E-W que afecten a tota la sèrie i tenen sentit de moviment cap al N o el NW, localment tallen les granodiorites tardihercinianes. Tenen salts de falla que poden assolir els 1000 metres. Aquesta família de falles podria correspondre amb les descrites per Casas et al. (2007) i per Casas i Fernández (2007) a la Cerdanya. Tindrien una edat tardiherciniana (Westfalià terminal - Estefanià) i serien sincròniques i/o posteriors a la intrusió de les granodiorites, en tot cas generades en el mateix episodi extensional en el que es donen aquestes intrusions.

- **Deformació alpina.**

L'episodi de compressió alpí (Cretaci superior - Miocè inferior) provoca una deformació de les roques prehercinianes com a resultat d'un apilament antiformal de diverses làmines encavalcants. Aquest apilament provoca una translació i una rotació d'aquestes roques, i localment s'hi desenvolupen plecs, encavalcaments i foliacions. Andorra forma part del mantell de l'Orri i no s'han reconegut estructures de deformació alpines més enllà d'un basculament de les estructures, que es tradueix en la verticalització de la foliació principal S_2 cap al nord de la zona d'estudi. No es descarta que durant aquest episodi algunes falles normals hercinianes hagin estat reactivades com a encavalcaments, tal i com apunta Poblet (1991).

En resum, es proposa un model d'escurçament amb predomini dels episodis contractius per a la zona estudiada, amb dos estadis extensius, un a l'Ordovicià superior i l'altre al Westfalià terminal - Estefanià.

7.2. Relació amb el nord oest i l'oest d'Andorra

En relació amb el territori més proper a la zona estudiada en aquest treball, recentment s'ha presentat una tesi que inclou l'estudi estratigràfic, metamòrfic i estructural el nord oest d'Andorra i de part de les comarques del Pallars Sobirà i l'Alt Urgell a la frontera occidental

d'Andorra (Clariana, 2015). Aquesta tesi inclou part de les unitats estructurals del dom de la Pallaresa, l'anticlinal de la Massana i els sinclinal de Llavorsí. En aquest apartat es proposarà una correlació entre els episodis de deformació descrits al nord oest i l'oest d'Andorra per Clariana (2015) amb els descrits en el present treball.

Clariana (2015) descriu un episodi extensional anterior a l'Ordovicià superior en el que es desenvolupa un clivatge pissarrós S_E , identificable en làmina prima, que no presenta estructures compressives associades. Aquest episodi també ha estat identificat en altres sectors del Pirineu, com al dom de la Garona (García-Sansegundo i Alonso, 1989), o al sinclinal de Llavorsí (Poblet, 1991). En el present treball no s'ha distingit aquest clivatge pissarrós, tot i que no es descarta la seva existència. En tot cas, l'episodi extensional prehercinià descrit en aquest treball seria sincrònic amb la sedimentació de les unitats basals de l'Ordovicià superior (Sandbià - Katlà), amb el vulcanisme descrit al Pirineu oriental i datat al Sandbià - Katlà (Casas et al., 2010; Martínez et al., 2010) i amb la intrusió de les roques ígnies de l'Ordovicià superior del massís del Canigó (Gneiss del Cadí $456,6 \pm 4,8$ Ma, gneiss de Casemí $445,9 \pm 4,8$ Ma i $451,6 \pm 4,8$ Ma i microdiorita $453 \pm 4,4$ Ma; Casas et al., 2010). El clivatge pissarrós S_E podria correspondre a aquest episodi extensional del Caradocià.

Pel que fa als episodis hercinians, en aquest treball al sud d'Andorra s'han reconegut dos episodis de deformació en un context compressiu, D_1 i D_2 , similars als que s'han reconegut a la meitat septentrional del país i al Pirineu central (García-Sansegundo, 1992; Clariana, 2015). L'episodi D_1 origina plects vergents cap al nord amb una foliació associada S_1 que podria correspondre a la foliació S_1 descrita per García-Sansegundo (1992) i Clariana (2015) al dom de la Garona i al nord oest d'Andorra respectivament. En el cas del sud d'Andorra però, els plects observats són d'escala quilomètrica i no arriben a ser ajaguts sinó que són inclinats, i la foliació S_1 associada a aquests plects és molt discontinua. Aquest episodi correspondria al definit per Poblet (1991) com a DH1 al dom de la Rabassa, el sinclinal de Llavorsí i l'anticlinal de la Massana. D'altra banda, durant l'episodi D_2 es formen les estructures dominants en aquest sector d'Andorra: plects inclinats vergents cap al sud, una foliació associada que cabussa de moderadament a fort cap al nord, i dues famílies d'encavalcaments: la més antiga arrelada a les pissarres del Silurià i la més jove arrelada almenys en els materials cambroordovicians, totes dues amb sentit de desplaçament cap al sud. Aquesta mateixa estructura ha estat descrita al sector nord oest del Principat per Clariana (2015), al sinclinal de Llavorsí per Poblet (1991), i a la transversal de l'Alta Ribagorça i la Vall d'Aran per García-Sansegundo (1992). Seguint la hipòtesi proposada per Clariana (2015), hi hauria una transició gradual des de zones amb domini de les estructures corresponents a l'episodi D_1 , amb un grau metamòrfic més elevat, cap a zones amb domini de les estructures corresponents a l'episodi D_2 , amb un grau metamòrfic baix o molt baix. El sector estudiat formaria part de les zones on dominen les estructures D_2 però on les estructures D_1 encara hi són presents, i el grau metamòrfic és baix o molt baix.

Respecte a les fases posteriors, al sector sud s'han reconegut els plects de tipus kink-band de direcció E-W i que afecten a la foliació S_2 , també descrits al nord oest d'Andorra, a l'Alt Urgell i al Pallars Sobirà per Poblet (1991) i Clariana (2015), tot i que no s'han trobat indicis per

determinar si es van formar en un episodi tardihercinià o bé alpí. A l'annex 5 es presenta un tall sintètic de direcció N-S a NE-SW des de la frontera entre Andorra i França fins a la base del Cadí en el que es mostra la relació entre les estructures descrites al sud i al nord de l'àrea d'estudi. Aquest tall intersecta, de nord a sud, les zones amb un grau metamòrfic alt (zona de la sillimanita), les zones amb domini de les estructures D₁ de Clariana (2015) i una àmplia zona de transició amb domini de les estructures D₂ i un grau metamòrfic baix o molt baix. La sèrie sedimentària representada inclou des del Cambrià al nord fins al Permià al sud, així com un petit aflorament de materials del Miocè. Les granodiorites tardihercínianes s'han representat a la cartografia però no al tall. Les dades utilitzades s'han extret de Clariana (2015) i Casas et al. (2004).

7.3. Andorra dins el Pirineu central i oriental

La serralada dels Pirineus està formada per diferents unitats separades entre elles per encavalcaments alpins. Els materials presilurians presenten la seva màxima extensió als Pirineus catalans orientals, aproximadament fins a l'alçada de Sort. En aquest sector hi afloren les grans unitats cambroordovicianes: Massís de Cap de Creus i Massís de l'Albera, Roc de Frausa, unitat de Canigó - Carançà, massissos de l'Aston i l'Hospitalet i dom de la Pallaresa. Aquestes unitats estan tallades per diverses intrusions tardihercínianes (314 - 301 Ma segons Aguilar, 2013) que no permeten conèixer-ne la continuïtat geogràfica. En aquest context, el dom de la Rabassa representaria l'acabament occidental de la unitat de Canigó - Carançà, com ja va proposar Poblelet (1991), i l'acabament oriental del dom de la Pallaresa el podríem trobar prop del port de la Bonaigua. D'altra banda, el sinclinal de Llavorsí representaria l'inici del domini de les roques del Devonian cap a l'oest, i segurament caldria esperar que el seu tancament oriental s'hagués trobat en l'actual plutó d'Andorra - Montlluís. En base a les comparacions estratigràfiques i d'estructura, s'ha considerat que la zona d'estudi, en què afloren el dom de la Rabassa i part del sinclinal de Llavorsí i de l'anticlinal de la Massana, formarien part d'una mateixa unitat alpina que inclouria, a més, la unitat de Canigó - Carançà, el dom de l'Orri i la meitat sud del dom de la Pallaresa. Totes aquestes grans estructures es caracteritzen per mostrar una sèrie cambroordoviciàna en què les roques més antigues pertanyen a la Fm de Jújols (excepte al massís del Canigó), per tenir una sèrie de l'Ordovicià superior ben desenvolupada i, en la seva part occidental, per estar afectades per un grau metamòrfic baix o molt baix. Possiblement el límit nord d'aquesta unitat correspondria a la falla de Soldeu o bé a la falla de Mérens. Més cap al nord d'aquestes falles afloren roques més antigues (Fm d'Alins, de Lleret-Baià i d'Alòs d'Isil), i el grau metamòrfic que les afecta és de grau mitjà fins a alt (Clariana, 2015 i referències al text).

En relació al model de formació dels Pirineus hercínians, García-Sansegundo et al. (2011) proposen una zonació d'aquests basada en l'estil estructural i en el grau metamòrfic observat en els diferents sectors, amb unes zones que pertanyerien a l'avantpaís i d'altres a les zones internes de l'orogen. L'avantpaís estaria format per aquells sectors amb un grau metamòrfic

baix o molt baix i les estructures predominants serien els encavalcaments amb vergència cap al sud i els plecs associats a aquests, així com una foliació poc desenvolupada. En aquests sectors les intrusions de granitoides serien escasses. Les zones internes, en canvi, estarien caracteritzades per un grau metamòrfic més elevat, l'existència de diferents famílies de plecs que donarien lloc a patrons d'interferència, encavalcaments, l'existència d'una foliació molt marcada i la presència de nombroses intrusions de granitoides. Segons aquests autors, al sud i a l'oest de la zona axial del Pirineu es trobarien les àrees que pertanyen a l'avantpaís, mentre que cap al nord i l'est es trobarien les regions internes de l'orogen hercinià. Andorra en la seva totalitat formaria part de la zona interna, i el límit amb l'avantpaís seria l'encavalcament de Llavorsí, just al límit sud de la zona d'estudi.

Carreras i Druguet (2014) proposen un model d'evolució tectònica, ígnea i metamòrfica per a tot l'hercinià del nord est d'Ibèria en què ubiquen els diferents massissos en la zona interna de l'orogen, en una zona intermèdia i en una zona externa o avantpaís. A diferència de García-Sansegundo et al. (2011), en aquest cas la zona externa inclouria només la serralada Ibèrica, en canvi, el Pirineu sud occidental i el sud de les Serralades Costaneres Catalanes es trobarien en la zona intermèdia, mentre que el Pirineu nord oriental, el nord de les Serralades Costaneres Catalanes, el massís de Monthoumet i la Montagne Noire es trobarien incloses en les zones internes de l'orogen hercinià, marcant un gradient d'augment del metamorfisme, del magmatisme i de la deformació des del sud oest cap al nord est. En la part interna, la fase herciniana es caracteritza per presentar una tectònica polifàsica i el desenvolupament de foliacions penetratives associades, així com un magmatisme que pot ser des de sin fins a tardicinemàtic. En aquest context, el sud d'Andorra es trobaria situat en la zona intermèdia o de transició, amb la presència d'una foliació penetrativa molt ben desenvolupada i d'encavalcaments propis de la tectònica *thick-skinned*, característiques de la zona interna, però sense un metamorfisme important i amb un magmatisme tardihercinià, propis de la zona intermitja.

Pel que fa a la deformació, aquests autors proposen un primer episodi que generaria estructures de direcció NNE-SSW en què es formaria la foliació subhoritzontal en nivells profunds i encavalcaments en nivells més somers, seguit per un segon episodi D_2 , el principal, generat en un règim tectònic transpressiu amb predomini dels esforços de compressió, que passaria progressivament a un règim tectònic transpressiu amb predomini dels esforços de torsió (D_3). Aquest canvi progressiu del règim tectònic donaria lloc a dos tipus d'estructures de deformació: les primeres, lligades a l'episodi D_2 amb predomini de la compressió, tindrien una direcció WSW-ENE i estarien associades al magmatisme a les zones internes. Les segones, lligades a l'episodi D_3 amb predomini de la torsió, generarien estructures de direcció NW-SE. En general, la direcció de les estructures rotaria en sentit horari amb el temps. Les estructures D_2 correspondrien a l'episodi de deformació principal (D_2) de la zona d'estudi, mentre que els plecs associats a l'episodi D_3 no hi han estat reconeguts.

En resum, tenint en compte els models exposats anteriorment i les característiques de la zona estudiada en aquest treball, el sud d'Andorra formaria part d'una zona de transició entre les zones internes de l'orogen hercinià i el seu avantpaís. Les estructures de deformació que s'han

observat corresponen a una zona interna, amb l'existència d'una foliació penetrativa i una altra de menys marcada, i d'una tectònica en un context compressiu que genera encavalcaments arrelats en materials profunds i també somers. D'altra banda, el fet que el metamorfisme d'aquest sector hagi assolit com a màxim un grau baix, fa pensar que ens trobaríem al límit extern d'aquesta zona interna. Pel que fa als episodis de deformació hercinians, com ja s'ha explicat anteriorment els dos episodis descrits en aquesta tesi podrien correspondre als episodis compressius descrits per Clariana (2015) al nord d'Andorra, per Poblet (1991) al sinclinal de Llavorsí i altres sectors del Pirineu central o per García-Sansegundo (1992) a la Vall d'Aran. En canvi, l'episodi D_3 definit per Carreras i Druguet (2014) al sector més oriental dels Pirineus no ha estat identificat a la zona d'estudi, almenys amb les característiques proposades per aquests autors. La foliació principal S_2 a la zona d'estudi té una orientació mitjana 001/51, és a dir que en general presenta una direcció E-W, tot i que al sector d'Argolell és WNW-ESE. D'altra banda, la foliació S_a reconeguda al sector d'Argolell i que és anterior a la S_2 s'ha estimat que es podria haver format amb una direcció original WSW-ENE. Aquestes dades estan d'acord amb la hipòtesi proposada per Carreras i Druguet (2014) en què la direcció de les estructures hercinianes variaria amb el temps en sentit horari, tot i que les direccions deduïdes en aquest treball no coincideixen amb les descrites per aquests autors.

D'aquesta manera, podríem parlar de la successió de dos episodis hercinians compressius, el primer o D_1 caracteritzat per la formació d'una foliació penetrativa S_1 i plecs vergents al nord, l'existència dels quals ha estat deduïda i/o observada en diferents sectors dels Pirineus amb característiques i mides diverses. Aquestes estructures són més importants en els sectors amb un grau metamòrfic més elevat, en els sectors nord i est del Pirineu, i conformarien la zona interna de l'orogen hercinià. El segon episodi D_2 està caracteritzat per la formació d'una foliació penetrativa S_2 i de plecs i encavalcaments vergents cap al sud. Els plecs són de diverses mides, i els encavalcaments es desenvolupen en dues famílies: la més antiga té el nivell de desenganxament en les pissarres del Silurià i porta associats plecs sincrònics en els materials suprajacents, mentre que la segona afecta a tota la sèrie estratigràfica i estaria arrelada almenys en els materials cambroordovicians. L'existència d'aquesta primera família d'encavalcaments per damunt de l'Ordovicià superior ens porta a buscar una manera d'acomodar aquesta deformació en les roques inferiors. La diferència d'escurçament estimada a partir de la restitució dels talls geològics no és menyspreable (superior a un 10 %, excepte pel tall C-C'). Una opció seria que els materials pre silurians haguessin acomodat la deformació en estructures de direcció N-S. Prop de la zona d'estudi, tant Clariana (2001) com Poblet (1991) han trobat plecs de direcció N-S, però en ambdós casos afecten les roques post silurianes i, per tant, no serien les estructures indicades per acomodar aquesta deformació. No s'han trobat indicis d'altres estructures en aquesta direcció. Una altra opció seria la reactivació d'antigues falles normals pre silurianes com a encavalcaments durant aquest episodi de deformació. D'aquesta manera, durant la fase precoç de l'episodi D_2 la deformació per compressió es manifestaria en les roques silurianes i post silurianes amb la formació de nous encavalcaments amb plecs associats, mentre que en les roques pre silurianes ho faria amb la reactivació d'antigues falles normals. Aquestes falles

podrien correspondre en part a les generades durant l'episodi extensional de l'Ordovicià superior. El fet que l'existència d'encavalcaments en materials pre silurians no hagi estat descrita pot ser degut a la manca de nivells guia dins el Cambroordovicià, tot i que en la cartografia presentada en aquest treball si que s'intueix algun encavalcament que afecta els materials més antics al dom de la Rabassa. Aquests encavalcaments tindrien el seu nivell de desenganxament en materials més profunds que els que afloren a l'àrea d'estudi. D'altra banda, part de la deformació en els materials pre silurians es podria haver acomodat per pèrdua de volum a causa de la formació d'una foliació més penetrativa i intensa que en els materials post silurians, tot i que aquest no seria el mecanisme principal de deformació. Per últim, hi hauria un episodi distensiu tardihercinià relacionat amb el colapse tardiorogènic de la serralada herciniana (Casas et al., 2004), que seria el responsable de la intrusió de les diverses granodiorites dels Pirineus d'edat Westfalià - Estefanià, així com de l'activitat volcànica del Pirineu oriental, datada a l'Estefanià - Permià per Martí (1986). Sincrònicament o poc després d'aquesta activitat magmàtica es formarien les falles normals de direcció NE-SW a E-W i amb sentit de desplaçament cap al N o NW que afecten a tota la sèrie. Segons Casas et al. (2007), aquest episodi hauria migrat de nord a sud, cap a les zones externes de l'orogen.

7.4. Andorra i la serralada herciniana

Els fragments de la serralada herciniana es troben actualment dispersos formant diversos massissos repartits entre els continents d'Amèrica del Nord i Europa. Al sector occidental d'Europa, hi ha fragments de l'antic orogen hercinià al massís Ibèric, els Pirineus, Sardenya, Còrsega, la Montagne Noire, el Massís Central Francès, el Massís de Maures, els Alps i el Massís Armoricà. La posició actual dels massissos que es troben a la Península Ibèrica és conseqüència de la rotació en sentit antihorari que va patir aquesta durant l'obertura del Golf de Biscaia (Cretaci, Muñoz, 1992b; Carreras i Druguet, 2014) i del xoc entre les plaques ibèrica i eurasiàtica (orogènesi alpina, Paleogen - Miocè inferior, Muñoz, 1992b), mentre que el microcontinent format per Sardenya i Còrsega també va patir una rotació antihorària fins a la posició que ocupa actualment (tectònica extensional neògena, Carreras i Druguet, 2014 i referències en el text). Així, probablement, abans de l'orogènesi alpina aquests massissos hercinians haurien tingut una posició relativa entre ells similar a la que mostra la figura 7.1. A partir d'aquesta imatge, situada al final del cicle hercinià, es proposa una correlació entre els Pirineus i els territoris adjacents des de l'inici de la sedimentació dels materials més antics que trobem a Andorra (Cambroordovicià) fins al final d'aquest cicle.

A nivell d'estratigrafia, durant el Cambrià - Ordovicià inferior als Pirineus hi trobem sedimentació marina probablement de marge de plataforma o talús (Gutiérrez-Marco et al., 2002; Robardet, 2002), corresponent a la plataforma distal de Gondwana, continent que es trobaria situat més cap al sud. En aquesta època, molts dels massissos hercinians de l'oest d'Europa es trobaven situats en posicions més o menys distals respecte al continent en aquesta plataforma marina, fet que queda evidenciat pel tipus de sediments que s'hi van formar. A la Montagne

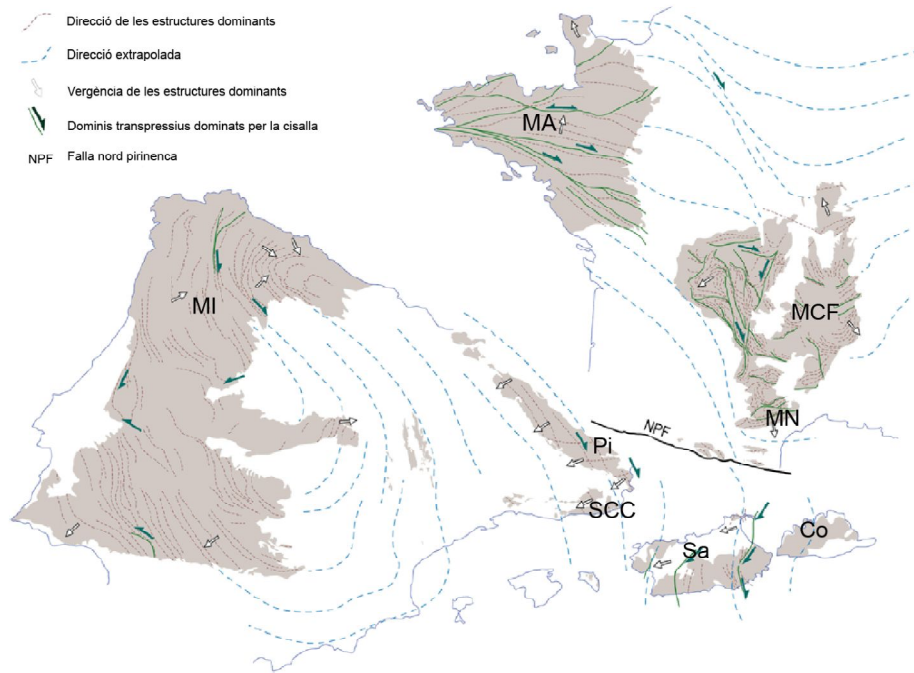


Figura 7.1: Possible posició dels diversos massissos hercinians de l'oest d'Europa durant el Triàsic. MI: Massís Ibèric; MA: Massís Armoricà; MCF: Massís Central Francès; MN: Montagne Noire; Pi: Pirineus; SCC: Serralades Costaneres Catalanes; Sa: Sardenya, Co: Còrsega. Font: Carreras i Druguet (2014), a partir de mapes geològics del BRGM, de l'IGME i del *Servizio Geologico d'Italia*.

Noire la sedimentació és molt semblant a la del Pirineu, amb la presència majoritàriament d'argiles i llims, i alguna intercalació gresosa o quarsítica a la part superior (Robardet, 1994, 2002; Laumonier et al., 2004). A les zones externes de Sardenya, al sud de l'illa, durant aquest període es van formar dipòsits de sediments epicontinents (Nebida Group) amb plataformes carbonatades (Gonessa Group) que passarien lateralment a seqüències silicoclàstiques més profundes (Iglesias Group, Ordovicià inferior) (Oggiano et al., 2010). Aquesta successió va portar a definir un ambient de marge continental passiu durant el Cambrià superior - Ordovicià inferior (Cocozza, 1979; Galassi i Gandin, 1992; Pillola et al., 1995). Al Massís Ibèric, l'Ordovicià inferior està representat per sèries potents de sorres i argiles marines de poca profunditat (com per exemple la Quarsita Armoricana de la zona centre ibèrica), mentre que a la serralada Ibèrica, s'hi troben llims i argiles gris verdoses amb intercalacions de quarsites a sostre (Gutiérrez-Marco et al., 2002). En definitiva, aquests territoris formarien la plataforma de Gondwana, alguns d'ells corresponents a fàcies proximals, com el Massís Ibèric o el Massís Armoricà (Robardet, 2002), i d'altres que representen les fàcies més distals, com els Pirineus, Sardenya o la Montagne Noire (Robardet, 1994; Gutiérrez-Marco et al., 2002). En aquests últims massissos s'hi ha descrit una discordança intraordoviciana, de manera que les roques de l'Ordovicià superior reposen directament sobre les de l'Ordovicià inferior. Als Pirineus, els conglomerats de la Rabassa i els seus equivalents al Pirineu centre occidental, que s'han datat al Carado-

cià, reposen de manera discordant sobre el Grup de Jújols, el sostre del qual ha estat datat a l'Ordovicià inferior (Casas i Palacios, 2012 i el present treball). A les zones externes de Sardenya, de manera molt similar, la Fm Puddinga, corresponent a una formació conglomeràtica del Caradocià, reposa discordantment sobre les Fms Cabitza i Iglesias, que pertanyen a l'Ordovicià inferior (Teichmüller, 1931; Naud, 1981; Rossi et al., 2009). Al massís de Mouthoumet i a la unitat de Cabrières, al vessant sud de la Montagne Noire, la seqüència sedimentària que reposa damunt les roques de l'Ordovicià inferior pertany a l'Ordovicià superior, fet que indica la presència de la discordança també en aquest sector. Aquesta seqüència ha estat datada a partir de roques volcàniques intercalades entre les roques sedimentàries (J.J. Alvaro, com. pers.) La discordança intraordoviciana no s'ha reconegut al Massís Ibèric (Gutiérrez-Marco et al., 2002). De fet, Hammann (1992) considera que totes les regions que no presenten roques de l'Ordovicià mitjà corresponen a les plataformes inestables adossades a les plataformes estables del marge nord de Gondwana. Aquestes successions es troben als Pirineus, les Serralades Costaneres Catalanes, la Montagne Noire i Sardenya, entre d'altres. Aquestes plataformes estarien afectades per un aixecament tectònic a l'Ordovicià mitjà que donaria lloc al hiatus sedimentari observat en aquest període. Cocherie et al. (2005) i Oggiano et al. (2010) corroboren l'existència de terrenys emergits durant l'Ordovicià mitjà als Pirineus i la Montagne Noire i a Sardenya, respectivament. Pel que fa als dipòsits glaciomarins de l'Hirnantia observats a la major part dels terrenys perigondwànics, als Pirineus s'han reconegut només localment al Pirineu central (Gil-Peña et al., 2000a).

Durant el Silurià i el Devonian aquestes diferències en els tipus de dipòsits dins la mateixa conca es mantenen, de manera que al Massís Armoricà i al Massís Ibèric s'hi troben representades fàcies més proximals que als Pirineus i a la Montagne Noire (Robardet, 1994), fet que indica que aquests últims territoris tenien una posició més septentrional.

Pel que fa al magmatisme prehercinian, aquest ha estat estudiat i datat per diversos autors en cadascuna de les diferents regions que conformaven el marge nord de Gondwana. Al Pirineu oriental i les Serralades Costaneres Catalanes es diferencien tres episodis magmàtics principals:

Neoproterozoic: Es tracta de roques ígnies descrites dins la Fm de Canaveilles al Pirineu i a la Montagne Noire per Cocherie et al. (2005); Castiñeiras et al. (2008) i Casas et al. (2015) i datades en 581 Ma, 545 Ma i de 558 a 577 Ma respectivament.

Ordovicià inferior terminal - Ordovicià mitjà: En aquest episodi es van formar les grans intrusions magmàtiques que van donar lloc als doms gnèssics que trobem actualment als Pirineus. Aquest episodi ha estat datat en diferents punts dels Pirineus: al Canigó, Roc de Frausa i Montagne Noire en 471 Ma per Cocherie et al. (2005), al Roc de Frausa en 476 Ma per Castiñeiras et al. (2008), al Massís de l'Aston - Hospitalet en 470 i 472 per Denèle et al. (2009b), a la Montagne Noire en 471 per Cocherie et al. (2005), i al Massís de l'Albera en 465-472 Ma per Liesa et al. (2011). Aquest episodi podria estar relacionat amb l'episodi de deformació de l'Ordovicià mitjà (Casas, 2010) i amb el trencament del marge nord de Gondwana (Casas et al., 2011).

Ordovicià superior basal: S'han descrit roques volcàniques i un granòfir d'aquesta edat a prop de Ribes de Freser (Casas, 2010 i referències en el text i Martínez et al., 2010 respectivament). Els gneis de Núria i de Casemí també tenen aquesta edat (Martínez et al., 2010 i Casas, 2010 respectivament). Segons aquest últim autor, aquest episodi magmàtic estaria relacionat amb l'episodi extensional que va generar les falles normals descrites a les roques de la base de l'Ordovicià superior.

Sardenya es caracteritza per un episodi volcànic al Cambrià superior - Ordovicià inferior, datat en 492 ± 4 i 481 ± 1 Ma i que es relaciona amb l'extensió intracontinental que va donar lloc a l'inici de l'obertura de l'oceà Rheic; un episodi volcànic a l'Ordovicià mitjà datat en 465 ± 1 i 460 ± 1 i un episodi volcànic a l'Ordovicià superior - Silurià inferior datat en 440 ± 2 Ma i relacionat amb l'episodi de rifting més important en l'obertura de l'oceà Rheic (Giacomini et al., 2005; Oggiano et al., 2010; Gaggero et al., 2012).

Al Massís Ibèric s'ha descrit un episodi magmàtic al Cambrià superior - Ordovicià inferior semblant al segon episodi descrit pel Pirineu i les Serralades Costaneres Catalanes, però que seria més antic i més estès en el temps (gneiss de Guadarrama: 470-480 Ma, Vialette et al., 1987; gneiss de Cardoso: 480 ± 2 i gneiss de la Morcuera: 477 ± 4 Ma, Valverde-Vaquero i Dunning, 2000; entre d'altres). En canvi, l'episodi datat a l'Ordovicià superior als Pirineus té una presència escassa al Massís Ibèric, i la deformació lligada a aquest episodi és molt limitada (Casas et al., 2011 i referències en el text).

A diferència del Massís Ibèric, als Pirineus no s'ha trobat magmatisme tardi Cambrià - Tremadocià inferior, així l'activitat magmàtica relacionada amb el rifting Cambrià, habitual al Massís Ibèric, no s'ha trobat als Pirineus (Liesa et al., 2011).

D'acord amb les dades exposades en aquest capítol, abans de l'orogènesi herciniana els Pirineus orientals i el sud d'Andorra en concret tindrien unes característiques sedimentològiques i magmàtiques molt similars a les descrites per la Montagne Noire i Sardenya, i diferirien dels terrenys que conformen el Massís Ibèric. En aquest sentit, les dades presentades en aquest treball sobre l'estudi realitzat amb zircons detrítics confirmen, com es discutirà en l'apartat següent, la gran afinitat entre Andorra i Sardenya durant el Paleozoic inferior.

7.5. Reconstrucció preherciniana del marge nord de Gondwana

L'estudi realitzat amb zircons detrítics ha permès, per una banda, delimitar l'abast màxim de la discordança intraordoviciana a partir de les edats màximes de sedimentació de la Fm de Jújols (Ordovicià inferior) i de la Fm Quarsita de Bar (Silurià basal); i d'altra banda, situar els Pirineus al marge nord de Gondwana en relació amb la posició estimada d'altres territoris. A partir de la comparació de les poblacions de zircons detrítics que s'han trobat a Andorra, es pot concloure que la posició d'almenys aquesta part dels Pirineus es trobaria molt propera a Sardenya, ja que presenten poblacions de zircons molt semblants. Aquests terrenys compartirien àrees font amb alguns sectors de la zona centre ibèrica, però serien molt diferents

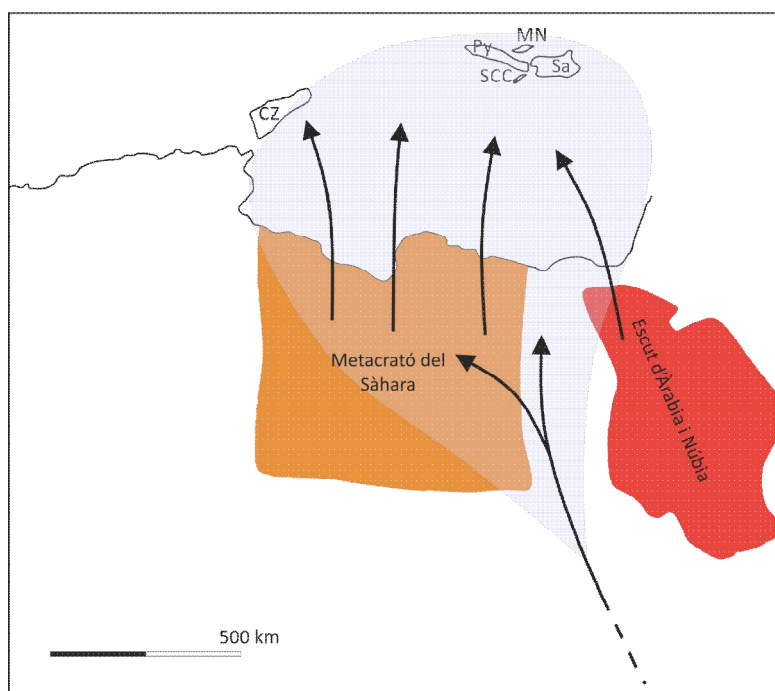


Figura 7.2: Esquema que mostra la possible posició del Pirineu en el marge nord de Gondwana durant el Paleozoic inferior. Py: Pirineu, MN: Montagne Noire, Sa: Sardenya; SCC: Serralades Costaneres Catalanes. Zona Cantàbrica (CZ) segons Meinhold et al. (2013). La resta de zones del Massís Ibèric es trobarien en una posició similar. Les fletxes indiquen l'origen i la direcció de transport de sediment.

en d'altres, fet que porta a pensar en una posició relativament propera només amb alguna part del Massís Ibèric. En relació a Jordània, que formaria part del continent de Gondwana, els Pirineus es trobarien poc desplaçats cap a l'oest respecte aquesta zona. Sicília es trobaria en una posició més oriental que els Pirineus.

En resum, durant el Paleozoic inferior, els Pirineus formarien part, juntament amb les Serralades Costaneres Catalanes, Sardenya i la Montagne Noire, de la plataforma externa del marge nord de Gondwana, en què les diferents zones descrites al nord oest d'Ibèria es trobarien en una posició més occidental (Fig. 7.2). Durant l'Ordovicià mitjà, els terrenys afins als Pirineus haurien quedat emergits temporalment, mentre que a la part occidental la sedimentació seria continua. L'orogènesi herciniana tancaria l'ocè Rhaic i afectaria les roques formades durant aquest període. En el cas de la zona d'estudi, a la meitat sud del Pirineu central, aquesta orogènesi genera deformacions principalment en forma de foliacions, plecs i encavalcaments, totes elles dirigides cap a la conca d'avantpaís de la serralada herciniana. A la Montagne Noire, el Massís Central Francès i el sud oest de Sardenya també s'observen aquest tipus d'estructures. Per últim, durant l'orogènesi alpina es generen encavalcaments que remobilitzen els materials dels Pirineus fins a la posició que presenten actualment.

Conclusions

1. Les roques més antigues que afloren al sector estudiat pertanyen al Grup de Jújols (Cambrià - Ordovicià inferior), concretament a la Fm d'Alins i a la Fm de Jújols. No s'han trobat evidències de l'existència de la Fm de Vallcebollera, i es considera que en aquest sector el pas d'una formació a l'altra es podria donar de manera progressiva. Al dom de la Rabassa i a l'anticlinal de la Massana s'han descrit per primera vegada dacites intercalades en la Fm de Jújols.
2. Els materials de l'Ordovicià superior reposen de manera discordant sobre els del Cambroordovicià. Al sud de la zona d'estudi predominen les fraccions més grolleres (Fm conglomerats de la Rabassa i Fm de Cava), mentre que en direcció nord, la granulometria va disminuint i predominen les pissarres de la Fm d'Ansovell. La base de la sèrie de l'Ordovicià superior representa probablement un ambient de ventall al·luvial de grans dimensions, amb un aprofundiment de la conca en direcció nord, mentre que la part mitjana i superior d'aquesta sèrie està representada per fàcies marines.
3. A partir de l'estudi de zircons detrítics s'ha determinat l'edat màxima de sedimentació del sostre de la Fm de Jújols en 478 ± 5 Ma (Ordovicià inferior), mentre que per a la Fm Quarsita de Bar és de 443 ± 6 Ma (Ordovicià superior - Silurià basal). La llacuna de 35 Ma confirma la presència d'una discordança a la base de l'Ordovicià superior, equivalent a la discordança sarda descrita a Sardenya, que ja havia estat reconeguda als Pirineus per criteris estructurals, estratigràfics i cartogràfics. Les poblacions de zircons detrítics per sobre i per sota de la discordança intraordoviciana són molt similars, fet que indica que probablement no hi va haver grans canvis en el sistema sedimentari ni en l'àrea font durant aquest període.
4. L'estudi de les poblacions de zircons detrítics en les roques de la Fm de Jújols i de la Fm Quarsita de Bar ha permès comparar aquests terrenys amb altres terrenys del marge nord de Gondwana. La similitud amb les poblacions de zircons detrítics estudiades a Sardenya suggereix una àrea font comuna i, per tant, una posició adjacent d'aquests dos territoris

durant el Paleozoic inferior. L'afinitat sedimentològica i magmàtica entre aquests terrenys, així com amb el vessant sud de la Montagne Noire, reforcen aquesta hipòtesi. D'altra banda, la comparació de les poblacions de les roques d'Andorra amb diverses mostres del Massís Ibèric apunta a una certa similitud entre alguns dels sectors i a una gran diferència amb d'altres. Aquest fet, juntament amb les diferències observades a nivell d'estratigrafia i de magmatisme, refusa una posició adjacent entre aquests terrenys i el Pirineu oriental i central abans de l'orogènesi herciniana.

5. La comparació de les poblacions de zircons detrítics d'Andorra amb les poblacions de diferents sectors del marge nord de Gondwana permet situar el Pirineu oriental i central davant el Metacrató del Sàhara, dins l'àrea d'influència del sistema de súper ventalls de Gondwana i del sistema de drenatge de l'escut d'Àrabia i Núbia, i en una posició distal (és a dir, cap al nord segons les coordenades actuals) respecte la costa nord de Gondwana, durant el Paleozoic inferior.
6. A la zona d'estudi s'han descrit dos episodis de deformació anteriors a la fase herciniana principal que s'han anomenat D_1 i D_a . Durant l'episodi D_1 es van formar plecs de direcció aproximada E-W i amb vergència cap al nord, i una foliació associada als plecs poc desenvolupada, plegada i que es reconeix només localment. Aquests plecs s'han deduït a partir de l'estructura que il·lustren els talls geològics generals, i al fet que la foliació associada es trobi plegada. D'altra banda, l'episodi D_a s'ha observat només al sector d'Argollell i s'ha deduït a partir de l'observació de figures d'interferència de plecs entre la fase principal i una fase anterior que està plegada i que s'ha anomenat D_a . No s'han trobat evidències que permetin relacionar temporalment aquestes dues fases anteriors a la deformació principal entre elles.
7. L'episodi de deformació principal genera estructures típiques de contextos compressius - plecs, encavalcaments i una foliació - de direcció E-W i amb vergència cap al sud, desenvolupades a totes les escales. En un estadi inicial, hi ha una partició de la deformació de manera que per sobre les pissarres del Silurià, la deformació s'acomoda en forma de plecs i encavalcaments arrelats al Silurià (estructures de fase 2a i 2b respectivament), mentre que per sota de les pissarres silurianes probablement la deformació s'acomoda a partir de la reactivació com a encavalcaments de falles normals generades prèviament (durant l'Ordovicià superior), amb la formació de nous encavalcaments que no s'han observat, o bé amb l'inici de la formació dels grans plecs vergents al sud. En un estadi posterior, es formen plecs quilomètrics amb vergència cap al sud que afecten tota la sèrie sedimentària. La foliació probablement es va formar de manera sincrònica amb aquests plecs (fase 2c). Finalment es van formar els grans encavalcaments que tallen les estructures anteriors i que estarien arrelats a les roques cambroordovicianes (fase 2d). L'edat de l'episodi de deformació principal és herciniana, ja que afecta tota la sèrie sedimentària i les estructures de deformació generades queden tallades pels granitoides tardihercinians (Carbonífer superior).

-
8. La deformació alpina en aquest sector es limita al basculament i rotació de les estructures prèvies.

Bibliografia

- Abad, A., 1987: Primera cita de Arquociátidos en Cataluña. *Trabajos del Musco Geología de Barcelona*, **222**.
- 1988: El Cámbrico inferior de Terrades (Girona). Estratigrafía, facies y palcontología. *Batallería*, 47–56.
- Abati, J., A. M. Aghzer, A. Gerdes, i N. Ennih, 2010: Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research*, **181**, 115–128.
- Abdelsalam, M. G., J. Liégeois, i R. Stern, 2002: The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, **34**, 119–136.
- Aguilar, C. M., 2013: *PT-td constraints on the Late Variscan evolution of the Eastern Pyrenees*. Ph.D. thesis, Universitat de Barcelona.
- Alías, G., 1999: *El metamorfismo regional hercinià de les metapelites del sector occidental dels massissos de l'Aston i de l'Hospitalet (Pirineu central)*. Ph.D. thesis, Universitat de Barcelona.
- Altumi, M. M., O. Elicki, U. Linnemann, M. Hofmann, A. Sagawe, i A. Gärtner, 2013: U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages from the Cambrian of Al Qarqaf Arch, central-western Libya: Provenance of the West Gondwanan sand sea at the dawn of the early Palaeozoic. *Journal of African Earth Sciences*, **79**, 74–97.
- Andersen, T., 2005: Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, **216**, 249–270.
- Arranz, E. i M. Lago, 2004: El plutonismo sin- y tardi-varisco en los Pirineos. *Geología de España*, **263** 266.
- Avigad, D., A. Gerdes, N. Morag, i T. Bechstädt, 2012: Coupled U–Pb–Hf of detrital zircons of Cambrian sandstones from Morocco and Sardinia: implications for provenance and Precambrian crustal evolution of North Africa. *Gondwana Research*, **21**, 690–703.
- Avigad, D., K. Kolodner, M. McWilliams, H. Persing, i T. Weissbrod, 2003: Origin of northern Gondwana Cambrian sandstone revealed by detrital zircon SHRIMP dating. *Geology*, **31**, 227–230.
- Avigad, D., A. Sandler, K. Kolodner, R. Stern, M. McWilliams, N. Miller, i M. Beyth, 2005: Mass-production of Cambro–Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**, 818–826.
- Avigad, D., R. Stern, M. Beyth, N. Miller, i M. McWilliams, 2007: Detrital zircon U–Pb geochronology of Cryogenian diamictites and Lower Paleozoic sandstone in Ethiopia (Tigrá): Age constraints on Neoproterozoic glaciation and crustal evolution of the southern Arabian–Nubian Shield. *Precambrian Research*, **154**, 88–106.
- Barnolas, A. i V. Pujaltó, 2004: La Cordillera Pirenaica. *Geología de España*, 233–241.

- Besson, M., 1991: *Carte géologique de la France, scale 1: 50.000, sheet Fontargente, no. 1093*. Bureau des Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Beuf, S., B. Biju Duval, O. de Charpal, P. Rognon, O. Gariel, i A. Bennacef, 1971: *Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara: sédimentation et discontinuités, évolution structurale d'un craton*. Technip, 464 pp.
- Bingen, B., J. Jacobs, G. Viola, I. Henderson, Ø. Skår, R. Boyd, R. Thomas, A. Solli, R. Key, i E. Daudi, 2009: Geochronology of the Precambrian crust in the Mozambique belt in NE Mozambique, and implications for Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **170**, 231–255.
- Boersma, K., 1973: Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy. *Leidse Geologische Mededelingen*, **49**, 307–333.
- Boissevain, H., 1934: Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la Vallée de la Haute Sègre (Pyrénées catalanes). *Imp. H. Basuyau & cie.*
- Bou, O., 1988: L'estructura geològica del Dom de la Rabassa (Pirineu Central, Andorra-Catalunya), tesi de Llicenciatura, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Capellà, I., 1988: Estudi estructural del Sinclinal de Llavorsí entre els rius Civís i Valira (Andorra-Lleida), tesi de Llicenciatura, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Capellà, I. i O. Bou, 1997: La estructura del domo de la Rabassa y del sector oriental del sinclinal de Llavorsí (Pirineo central). *Estudios Geológicos*, **53**, 121–133.
- Capellà, I. i J. Carreras, 1996: La zonación estructural del Hercínico del Pirineo Central en el anticlinorio de la Pallaresa. *Estudios geológicos*, **52**, 51–61.
- Capote, R., J. Muñoz, J. Simón, M. Licsa, i L. Arlegui, 2002: Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. *The Geology of Spain*, 367–400.
- Carrapa, B., 2010: Resolving tectonic problems by dating detrital minerals. *Geology*, **38**, 191–192.
- Carreras, J. i I. Capellà, 1994: Tectonic levels in the Palaeozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. *Journal of Structural Geology*, **16**, 1509–1524.
- Carreras, J. i E. Druguet, 2014: Framing the tectonic regime of the NE Iberian Variscan segment. *Geological Society, London, Special Publications*, **405**, 249–264.
- Casas, J., 2010: Ordovician deformations in the Pyrenees: new insights into the significance of pre-Variscan (sardic) tectonics. *Geological Magazine*, **147**, 674–689.
- Casas, J., G. Alías, I. Masachs, A. Soler, i J. Vilaplana, 2002: *Memòria del mapa geològic d'Andorra 1:50.000*. CRECIT, Institut d'Estudis Andorrans.
- Casas, J., P. Castiñeiras, M. Navidad, M. Liesa, i J. Carreras, 2010: New insights into the late Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: U–Pb SHRIMP zircon data from the Canigó massif. *Gondwana Research*, **17**, 317–324.
- Casas, J., P. Castiñeiras, M. Navidad, M. Liesa, J. Martínez, J. Carreras, J. Reche, A. Iriondo, J. Aleinikoff, J. Cirés, i C. Dietsch, 2011: Ordovician magmatism in NE Iberia. *The Ordovician of the World*, **14**, 95–100.
- Casas, J., J. Cirés, F. Domingo, O. Fernández, i J. Picart, 2004: Evolución estructural paleozoica de los materiales de la Cerdanya y del Alt Urgell. *Geo-Temas*, **6**, 259–262.
- Casas, J. i Ó. Fernández, 2007: On the Upper Ordovician unconformity in the Pyrenees: New evidence from the la Cerdanya area. *Geologica Acta*, **5**, 193.

- Casas, J., M. Navidad, P. Castiñeiras, M. Liesa, C. Aguilar, J. Carreras, M. Hofmann, A. Gärtner, i U. Linnemann, 2015: The Late Neoproterozoic magmatism in the Ediacaran series of the Eastern Pyrenees: new ages and isotope geochemistry. *International Journal of Earth Sciences*, **104**, 909–925.
- Casas, J. i J. Poblet, 1989: Essai de restitution de la déformation dans une zone avec plis et chevauchements: le «synclinal de Llavorsí» dans les Pyrénées centrales (Espagne). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, **308**, 427–433.
- Casas, J. M., F. Domingo, J. Poblet, i A. Soler, 1989: On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees. *Geodinamica Acta*, **3**, 135–147.
- Casas, J. M., O. Fernández, i F. Domingo, 2007: Carboniferous normal faults in the Eastern Pyrenees: evidences and age constrains of syn-orogenic Variscan extension. *Geodinamica Acta*, **20**, 385–392.
- Casas, J. M. i T. Palacios, 2012: First biostratigraphical constraints on the pre-Upper Ordovician sequences of the Pyrenees based on organic-walled microfossils. *Comptes Rendus Geoscience*, **344**, 50–56.
- Casas, J. M., P. Queralt, J. Mencos, i Ò. Gratacós, 2012: Distribution of linear mesostructures in oblique folded surfaces: Unravelling superposed Ordovician and Variscan folds in the Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, **44**, 141–150.
- Castiñeiras, P., M. Navidad, M. Liesa, J. Carreras, i J. Casas, 2008: U–Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Early Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: new insights into the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin. *Tectonophysics*, **461**, 228–239.
- Cavet, P., 1951: Découverte du Cambrien à Archaeocyatides dans la zone axiale des Pyrénées Orientales. Interprétation stratigraphique de cette zone. *Comptes Rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences*, **232**, 858–859.
- 1957: Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales Françaises entre le Roussillon et l'Andorre: étude stratigraphique et paléontologique. *Librairie Polytechnique Ch. Béranger*.
- 1958: Stratigraphie du Paléozoïque de la Zone axiale pyrénéenne à l'Est de l'Ariège. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, 853.
- Chamberlin, R. T., 1910: The Appalachian folds of central Pennsylvania. *The Journal of Geology*, 228–251.
- Cirés, J., G. Alías, i J. i Poblet, 1990: La estructura del anticlinal de la Massana (Hercínico del Pirineo central). *Geogaceta*, 42–44.
- Clariana, P., 2001: Significado de los pliegues N-S en el área del río Cívís. Sector oriental del flanco sur del sinclinal de Llavorsí (Zona Axial, Pirineos Centrales). *Boletín geológico y minero*, **112**, 39–46.
- 2004a: El sinclinal de Tor-Casamanya. Estudi estratigràfic i estructural, nova cartografia geològica a escala 1: 25.000. *Revista del Centre de Recerca en Ciències de la Terra, Horitzó*, **6**, 3–15.
- 2004b: Estudi estratigràfic i estructural del Cambroordovicià de la zona dels pics alts d'Andorra. *Revista del Centre de Recerca en Ciències de la Terra, Horitzó*, **9**, 8–25.
- 2004c: Estudio estratigráfico y estructural del sinclinal de Tor - Casamanya, Pirineo axial. Andorra. Technical report, Institut d'Estudis Andorrans.
- 2005: Estudio estratigráfico y estructural del Cambro-ordovícico y Ordovícico superior de la zona de Comaperdosa y Pla de l'Estany, Pirineo axial. Andorra. Technical report, Institut d'Estudis Andorrans.
- 2006: Estudio estratigráfico y estructural del Cambro-ordovícico y Ordovícico superior de la zona de el Serrat - Arcalís, Pirineo axial. Andorra. Technical report, Institut d'Estudis Andorrans.

-
- 2007: Estudio estratigráfico y estructural del Cambro-ordovícico y Ordovícico superior de los valles de Sorteny y vall del Riu. Pirineo central. Andorra. Technical report, Institut d'Estudis Andorrans.
 - 2008a: Estudi estratigràfic i estructural de la zona del parc natural de Sorteny. *La revista del CENMA*, 34–45.
 - 2008b: Estudio estratigráfico y estructural del noroeste de Andorra. Technical report, Institut d'Estudis Andorrans.
 - 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 Sobirà y el Alt Urgell (Lleida)*. Ph.D. thesis, Universidad de Oviedo.
 - Clariana, P., A. Barnolas, i J. García-Sansegundo, 2004: Datos preliminares, estratigráficos y estructurales, obtenidos a partir de la cartografía del sinclinorio de Tor-Casamanya (Andorra, Pirineos centrales). *VI Congreso Geológico de España*.
 - Clariana, P. i J. García-Sansegundo, 2009: Variscan structure in the eastern part of the Pallaresa massif, Axial Zone of the Pyrenees (NW Andorra). Tectonic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**, 501–511.
 - Cocherie, A., T. Baudin, A. Autran, C. Guerrot, C. M. Fanning, i B. Laumonier, 2005: U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early Ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire (France). *Bulletin de la Société géologique de France*, **176**, 269–282.
 - Coccozza, T., 1979: The Cambrian of Sardinia. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **20**, 163–187.
 - Cox, R., D. Coleman, C. Chokel, S. DeOreo, J. Wooden, A. Collins, B. De Waele, i A. Kröner, 2004: Proterozoic tectonostratigraphy and paleogeography of Central Madagascar derived from detrital zircon U-Pb age populations. *The Journal of Geology*, **112**, 379–399.
 - Dabbagh, M. i J. Rogers, 1983: Depositional environments and tectonic significance of the Wajid Sandstone of southern Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences* 1983, **1**, 47–57.
 - Dahlstrom, C., 1969: Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6**, 743–757.
 - Dalloni, M., 1910: Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *P. Ruat*.
 - 1930: Étude géologique des Pyrénées catalanes. *Ancienne Maison Bastide-Jourdan*.
 - De Sitter, L. i H. Zwart, 1962: Geological Map of the Paleozoic Central Pyrenees. Sheets 1, Garonne, 2, Salat, France. 1:50.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, 191–236.
 - De Waele, B., I. Fitzsimons, M. Wingate, F. Tembo, B. Mapani, i E. Belousova, 2009: The geochronological framework of the Irumide Belt: a prolonged crustal history along the margin of the Bangweulu Craton. *American Journal of Science*, **309**, 132–187.
 - De Wit, M., S. Bowring, F. Dudas, i G. Kamga, 2005: The great Neoproterozoic Central Saharan arc and the amalgamation of the North African Shield. *Abstracts, 30, Joint Annual GAC-MAC Meeting, Halifax, Canada*, 42–43.
 - Debon, F., P. Enrique, i A. Autran, 1996: Magmatisme hercynien. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, **1**, 361–499.
 - Dégardin, J., J. Alonso, G. Bresiére, J. Bodin, C. Bouquet, P. Brula, H. Centène, et al., 1996: Ordovicien supérieur - Silurien. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, **1**, 211–234.
 - Deloule, E., P. Alexandrov, A. Cheilletz, B. Laumonier, i P. Barbey, 2002: In-situ U-Pb zircon ages for early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *International Journal of Earth Sciences*, **91**, 398–405.

- Denèle, Y., P. Barbey, E. Deloule, E. Pelleter, P. Olivier, i G. Gleizes, 2009a: Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**, 209–216.
- Denèle, Y., P. Olivier, i G. Gleizes. 2008: Progressive deformation of a zone of magma transfer in a transpressional regime: the Variscan Mérens shear zone (Pyrenees, France). *Journal of Structural Geology*, **30**, 1138–1149.
- Denèle, Y., P. Olivier, G. Gleizes, i P. Barbey, 2007: The Hospitalet gneiss dome (Pyrenees) revisited: lateral flow during Variscan transpression in the middle crust. *Terra Nova*, **19**, 445–453.
- 2009b: Decoupling between the middle and upper crust during transpression-related lateral flow: Variscan evolution of the Aston gneiss dome (Pyrenees, France). *Tectonophysics*, **477**, 244–261.
- Destombes, J., 1950: L'Ordovicien de la Haute Ariège. *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France*, **5**, 75–77.
- Díez-Fernández, R., J. R. Martínez-Catalán, R. Arenas, J. Abati, A. Gerdes, i J. Fernández-Suárez, 2012: U–Pb detrital zircon analysis of the lower allochthon of NW Iberia: age constraints, provenance and links with the Variscan mobile belt and Gondwanan cratons. *Journal of the Geological Society*, **169**, 655–665.
- Domingo, F., J. Muñoz, i P. Santanach, 1988: Estructures d'encavalcament en els materials del sòcol hercinià del massís de la Tossa d'Alp (Pirineu oriental). *Acta geológica hispánica*, **23**, 141–153.
- Elliott, D., 1983: The construction of balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, **5**, 101.
- Fedo, C. M., K. N. Sircombe, i R. H. Rainbird. 2003: Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**, 277–303.
- Fernández, O., 2004: *Reconstruction of geological structures in 3D: an example from the Southern Pyrenees*. Ph.D. thesis, Universitat de Barcelona.
- Fernández-Suárez, J., G. Gutiérrez-Alonso, G. Jenner, i M. Tubrett. 2000: New ideas on the Proterozoic–Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U–Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, **102**, 185–206.
- Fernández-Suárez, J., G. Gutiérrez-Alonso, D. Pastor-Galán, M. Hofmann, J. Murphy, i U. Linnemann, 2014: The Ediacaran–Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia: possible sources and paleogeographic constraints. *International Journal of Earth Sciences*, **103**, 1335–1357.
- Fczaa, N., J. Liégeois, N. Abdallah, E. H. Cherfouh, B. De Waele, O. Bruguier, i A. Ouabadi, 2010: Late Ediacaran geological evolution (575–555 Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precambrian Research*, **180**, 299–327.
- Gaggero, L., G. Oggiano, A. Funedda, i L. Buzzi, 2012: Rifting and arc-related early Paleozoic volcanism along the north Gondwana margin: Geochemical and geological evidence from Sardinia (Italy). *The Journal of Geology*, **120**, 273–292.
- Galassi, R. i A. Gandin, 1992: New structural data and their bearing on the Cambrian stratigraphy of the Iglesias region (SW Sardinia, Italy). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, **314**, 93–100.
- García-López, S., J. García-Sansegundo, i M. Arbizu, 1990: Datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión devónica del área del río Baliera (Zona Axial, Pirineos centrales españoles). *Geogaceta*, **7**, 33–35.
- García-Sansegundo, J., 1992: *Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça*. IGME.

- 2004: Estructura varisca en los Pirineos. *Geología de España*, 254–258.
- García-Sansegundo, J. i J. Alonso, 1989: Stratigraphy and structure of the southeastern Garona Dome. *Geodinamica Acta*, **3**, 127–134.
- García-Sansegundo, J., J. Gavalda, i J. L. Alonso, 2004: Preuves de la discordance de l'Ordovicien supérieur dans la Zone Axiale des Pyrénées: exemple du dôme de la Garonne (Espagne, France). *Comptes Rendus Geoscience*, **336**, 1035–1040.
- García-Sansegundo, J., J. Poblet, J. Alonso, i P. Clariana, 2011: Hinterland-foreland zonation of the Variscan orogen in the Central Pyrenees: comparison with the northern part of the Iberian Variscan Massif. *Geological Society, London, Special Publications*, **349**, 169–184.
- Gehrels, G., 2011: Detrital zircon U-Pb geochronology: Current methods and new opportunities. *Tectonics of sedimentary basins: recent advances*, 45–62.
- Gehrels, G., V. Valencia, i J. Ruiz, 2008: Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**.
- Gehrels, G. E., 2000: Introduction to detrital zircon studies of Palaeozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California. *Geological Society of America Special Papers*, **347**, 1–17.
- Ghienne, J., K. Boumendjel, F. Paris, B. Videt, P. Racheboeuf, i H. A. Salem, 2007: The Cambrian–Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, **82**, 183–214.
- Giacomini, F., R. Bomparola, i C. Ghezzi, 2005: Petrology and geochronology of metabasites with eclogite facies relics from NE Sardinia: constraints for the Palaeozoic evolution of Southern Europe. *Lithos*, **82**, 221–248.
- Gil-Peña, I., A. Barnolas, J. Sanz-López, J. García-Sansegundo, i J. Palau, 2000a: Discontinuidad sedimentaria del Ordovícico terminal en los Pirineos centrales, 57–60.
- Gil-Peña, I., A. Barnolas, E. Villas, i J. Sanz-López, 2004: El Ordovícico Superior de la Zona Axial. *Geología de España*, 247–249.
- Gil-Peña, I., J. Sanz-López, A. Barnolas, i P. Clariana, 2000b: Secuencia sedimentaria del Ordovícico Superior en el margen occidental del Domo del Orri (Pirineos Centrales). *Geotemas*, **1(2)**, 187–190.
- Grasemann, B., G. Wiesmayr, E. Draganits, i F. Füsseis, 2004: Classification of refold structures. *The Journal of Geology*, **112**, 119–125.
- Groos-Uffenorde, H., S. Krylatov, i D. Stoppel, 1972: Sur quelques synclinaliums à coeur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 1885–1888.
- Groshong Jr, R. H., 1999: *3-D structural geology. A practical guide to surface and subsurface map interpretation*. Springer-Verlag.
- Gutiérrez-Marco, J. C., M. Robardet, I. Rábano, G. N. Sarmiento, M. A. de San José, P. Herranz Araújo, A. P. Pieren, et al., 2002: Ordovician. Geological Society of London.
- Guynn, J. i G. Gehrels, 2010: Comparison of detrital zircon age distributions using the K-S test. *Arizona LaserChron Center, University of Arizona, Tucson*.
- Hammann, W., 1992: The Ordovician trilobites from the Iberian chains in the province of Aragon, NE-Spain. 1. The trilobites of the Cystoid Limestone (Ashgill series). *Beringeria*.
- Hartevelt, J. J. A., 1970: Geology of the upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **45**, 167–236.

- Jäger, E. i H. Zwart, 1968: Rb-Sr age determinations of some gneisses and granites of the Aston-Hospitalet massif (Pyrenees). *Geologie en Mijnbouw*, **47**, 249–358.
- Kleinsmiede, W., 1960: Geology of the Valle de Aran. *Leidse Geologische Mededelingen*, **25**, 129–245.
- Kligfield, R., P. Geiser, i J. Geiser, 1986: Construction of geologic cross sections using microcomputer systems. *Geobyte*, **1**, 60–66.
- Kolodner, K., D. Avigad, M. McWilliams, J. Wooden, T. Weissbrod, i S. Feinstein, 2006: Provenance of north Gondwana Cambrian–Ordovician sandstone: U–Pb SHRIMP dating of detrital zircons from Israel and Jordan. *Geological Magazine*, **143**, 367–391.
- Kroner, A., 2001: The Mozambique belt of East Africa and Madagascar: significance of zircon and Nd model ages for Rodinia and Gondwana supercontinent formation and dispersal. *South African Journal of Geology*, **104**, 151–166.
- Kumpulainen, R., A. Uchman, B. Woldchaimanot, T. Kreuser, i S. Ghirmay, 2006: Trace fossil evidence from the Adigrat Sandstone for an Ordovician glaciation in Eritrea, NE Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **45**, 408–420.
- Laumonier, B., 1988: Les groupes de Canaveilles et de Jujols (Paléozoïque inférieur) des Pyrénées orientales. Arguments en faveur de l'âge essentiellement Cambrien de ces séries. *Hercynica*, **4**, 25–38.
- 2004: Serie pre-Caradoc de la Zona Axial. *Geología de España*, 241–244.
- Laumonier, B., A. Abad, J. Alonso, S. Baudelot, G. Bresiére, M. Besson, C. Bouquet, R. Bourrouilh, P. Brula, J. Carreras, et al., 1996: Cambro-ordovicien. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, **1**, 157–209.
- Laumonier, B., A. Autran, P. Barbey, A. Cheilletz, T. Baudin, A. Cocherie, i C. Guerrot, 2004: Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). *Bulletin de la Société géologique de France*, **175**, 643–656.
- Laumonier, B. i G. Guitard, 1986: Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la Zone Axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, **302**, 473–478.
- Liesa, M., 2004: El metamorfismo varisco de la Zona Axial de los Pirineos. *Geología de España*, 258–263.
- Liesa, M., J. Carreras, P. Castiñeiras, J. Casas, M. Navidad, i M. Vilà, 2011: U–Pb zircon age of Ordovician magmatism in the Albera Massif (Eastern Pyrenees). *Geologica acta*, **9**, 93–101.
- Linnemann, U., N. McNaughton, R. Romer, M. Gehmlich, K. Drost, i C. Tonk, 2004: West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana?—U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences*, **93**, 683–705.
- Linnemann, U., K. Ouzegane, A. Drareni, M. Hofmann, S. Becker, A. Gärtner, i A. Sagawe, 2011: Sands of West Gondwana: An archive of secular magmatism and plate interactions - A case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages. *Lithos*, **123**, 188–203.
- Llopis Lladó, N., 1934: Sobre l'existència del nivell de les quarzites amb bilobites al baix Pirineu. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural*, 30–34.
- 1965: Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 652–659.
- 1969: Estratigrafía del Devónico de los valles de Andorra. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, **39**, 219–290.

- 1970: Mapa geològic de Andorra a escala 1: 25.000. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **1**, 345–348.
- Lotze, F., 1945: Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, **6**, 78–92.
- Ludwig, K., 2012: Isoplot/Ex, v. 3.75. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*.
- Majesté-Menjoulas, C. i L. Ríos, 1996: Dévonien-Carbonifère inférieur. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, **1**, 235–301.
- Margalef, A., J. M. Casas, i P. Queralt, 2012: Superposició de pliegues en el domo de la Rabassa: simulació usant el paquet FoldPlot (Mathematica). *Geotemas*, Sociedad Geológica de España, volume 13, 50–56.
- Margalef, A., P. Castiñeiras, J. M. Casas, M. Navidad, i M. Liesa, 2014: Detrital zircons from the pre-Silurian rocks of the Pyrenees: Geochronological constraints and provenance. *24 Réunion des Sciences de la Terre*.
- Martí, J., 1986: *El volcanisme explosiu tardihercinià del Pirineu Català*. Ph.D. thesis, University of Barcelona.
- Martínez, F., A. Iriondo, J. Alenikoff, R. Capdevila, J. J. Peucat, J. Cirés, J. Reche, i C. Dietsch, 2010: U–Pb SHRIMP–RG zircon ages and geochemistry of Lower Paleozoic rifting-related magmatism in the Núria and Guillerics massifs of Eastern Pyrenees and Catalan Coastal Ranges. *Abstracts of the 23 Réunion des Sciences de la Terre*, 178.
- Martínez Catalán, J. R., 2012: The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt. *International Journal of Earth Sciences*, **101**, 1299–1314.
- Matte, P., 1968: *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Allier.
- 1969: Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **268**, 1841–1844.
- Meinhold, G., A. Morton, i D. Avigad, 2013: New insights into peri-Gondwana paleogeography and the Gondwana super-fan system from detrital zircon U–Pb ages. *Gondwana Research*, **23**, 661–665.
- Meinhold, G., A. C. Morton, C. M. Fanning, D. Frei, J. P. Howard, R. J. Phillips, D. Strogen, i A. G. Whitham, 2011: Evidence from detrital zircons for recycling of Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust recorded in Paleozoic and Mesozoic sandstones of southern Libya. *Earth and Planetary Science Letters*, **312**, 164–175.
- Mey, P., 1968: Geology of the upper Ribagorçana and Tor valleys, central Pyrenees, Spain; sheet 8, 1: 50,000. *Leidse Geologische Mededelingen*, **41**, 229–292.
- Mey, P. H. W., 1967: The geology of the upper Ribagorçana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **41**, 153–220.
- Mezger, J. E., 2009: Transpressional tectonic setting during the main Variscan deformation: evidence from four structural levels in the Bossòst and Aston-Hospitalet mantled gneiss domes, central Axial Zone, Pyrenees. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **180**, 199–207.
- 2010: Cadomian, Ordovician and Variscan igneous events preserved in gneiss domes of the Central Pyrenean Axial Zone. *Symposium Tektonik, Struktur-und Kristallingeologie(TSK 13)*, Frankfurt, 6–12.
- Mirouse, R., 1966: Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Impr. nationale*.

- Moore, R. R. i S. E. Johnson, 2001: Three-dimensional reconstruction and modelling of complexly folded surfaces using Mathematica. *Computers & geosciences*, **27**, 401–418.
- Morag, N., D. Avigad, A. Gerdes, i Y. Harlavan, 2012: 1000–580 Ma crustal evolution in the northern Arabian-Nubian Shield revealed by U–Pb–Hf of detrital zircons from late Neoproterozoic sediments (Elat area, Israel). *Precambrian Research*, **208**, 197–212.
- Muñoz, J. i J. Casas, 1996: Tectonique préhercynienne. *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, **1**, 587–589.
- Muñoz, J. A., 1992a: *Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu oriental*. Servei Geològic de Catalunya.
- 1992b: Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Thrust tectonics*, 235–246.
- Naud, G., 1981: Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarra-bus (Sardaigne sub-orientale): conséquences géodynamiques. *Comptes Rendus Académie des Sciences de Paris, Serie II*, **292**, 1153–1156.
- Noblet, C. i J. Lefort, 1990: Sedimentological evidence for a limited separation between Armorica and Gondwana during the Early Ordovician. *Geology*, **18**, 303–306.
- Oele, J. A., 1966: The structural history of the Vall Ferrera Area, the transition zone between the Aston Massif and the Salat-Pallaresa anticlinorium (Central Pyrenees, France, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **38**, 129–164.
- Oggiano, G., L. Gaggero, A. Funedda, L. Buzzi, i M. Tiepolo, 2010: Multiple early Palaeozoic volcanic events at the northern Gondwana margin: U–Pb age evidence from the Southern Variscan branch (Sardinia, Italy). *Gondwana Research*, **17**, 44–58.
- Oliver, P., 1967: Graptolite evidence for rocks of Llandoveryan (Silurian) age in south-western Andorra. *Geological Magazine*, **104**, 390–392.
- Pequera, N., 1987: Estudi del sinclinal de Llavorsí a l'àrea del Salòria - Santa Magdalena, tesi de Llicenciatura, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Perejón, A., E. Moreno-Eiris, i A. Abad, 1994: Montículos de arqueocitos y calcimicrobios del Cámbrico inferior de Terrades, Gerona (Pirineo oriental). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, **89**, 55–95.
- Pérez-Estaún, A., F. Bea, F. Bastida, A. Marcos, J. R. Martínez Catalán, D. Martínez Poyatos, R. Arenas, F. Díaz García, A. Azor, J. F. Simancas, i F. González Lodeiro, 2004: La cordillera varisca europea: El Macizo Iberico. *Geología de España*.
- Pillola, G., F. Leone, i A. Loi, 1995: The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia. *Sardinia*, volume 95, 27–63.
- Poblet, J., 1987: Estudi geològic del sector central del sinclinal de Llavorsí (Pirineu central), tesi de Llicenciatura, Universitat de Barcelona.
- 1991: *Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central*. Ph.D. thesis, departament de Geologia, Universitat de Barcelona.
- Ramsay, J., 1967: *Folding and fracturing of rocks*. McGraw – Hill.
- Robardet, M., 1994: *Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique*.
- 2002: Alternative approach to the Variscan Belt in southwestern Europe: Preorogenic paleobiogeographical constraints. *Geological Society of America Special Papers*, **1** 16.

- Roberti, K., 1970: Geological Map of the Flamisell and Mañanet Valleys, Central Pyrenees. *Geological Institute, Leiden University*.
- Romer, R. i A. Soler, 1995: U-Pb age and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granite (central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita*, **30**, 374–383.
- Rossi, P., G. Oggiano, i A. Cocherie, 2009: A restored section of the “southern Variscan real” across the Corsica Sardinia microcontinent. *Comptes Rendus Geoscience*, **341**, 224–238.
- Santanach, P., 1972a: Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdaña y el río Ter. *Acta geológica hispánica*, **7**, 44–49.
- 1972b: Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos orientales. *Acta geológica hispánica*, **7**, 129–132.
- Sanz-López, J., 2002: Devonian and Carboniferous pre-Stephanian rocks from the Pyrenees. *Palaeozoic conodonts from northern Spain. Eight International Conodont Symposium held in Europe*, Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, volume 1 of *Cuadernos del Museo Geominero*, 367–389.
- 2004: Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- y sin-varisco de los Pirineos. *Geología de España*, 250–254.
- Sanz-López, J., J. Palau, i P. Cabra, 2013: *Memoria de la hoja n. 149 del Mapa Geológico de España 1:50.000*. IGME.
- Sanz-López, J. i G. Sarmiento, 1995: Asociaciones de conodontos del Ashgill y del Llandovery en horizontes carbonatados del valle del Freser (Girona). *XI Jornadas de Paleontología, Tremp*, 157–160.
- Schmidt, H., 1931: Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. *Weidmannsche Buschhandlung*.
- Seguret, M. i F. Proust, 1968a: Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: l'allure anticlinale de la schistosité à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrénées Centrales) n'est pas originelle mais due à un replissement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **266**, 317–320.
- 1968b: Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **266**, 984–987.
- Selley, R. C., 1972: Diagnosis of marine and non-marine environments from the Cambro-Ordovician sandstones of Jordan. *Journal of the Geological Society*, **128**, 135–150.
- Shaw, J., G. Gutiérrez-Alonso, S. Johnston, i D. Pastor-Galán, 2014: Provenance variability along the Early Ordovician north Gondwana margin: Paleogeographic and tectonic implications of U-Pb detrital zircon ages from the Armorican Quartzite of the Iberian Variscan belt. *Geological Society of America Bulletin*, **126**, 702–719.
- Solé, J., A. Soler, J. Palau, M. Espínola, i J. Delgado, 1997: Geocronología K/Ar de los skarns mineralizados en As-Au y de las alteraciones intragraníticas asociadas en el hercínico de los Pirineos centrales. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, **77**, 78.
- Solé, L. i N. Llopis Lladó, 1946: Mapa geológico de España 1: 50.000, Hoja n. 360, Bellvís. *Instituto Geológico y Minero de España*.
- Solé Sabarís, L. i N. Llopis Lladó, 1947: Mapa geológico de Andorra. Technical report, Instituto de Estudios Ilerdenses.
- Soula, J., P. Debat, J. Deramond, J. Guchereau, C. Lamouroux, P. Pouget, i L. Roux, 1986a: Evolution structurale des ensembles métamorphiques des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bulletin de la Société géologique de France*, **2**, 79–93.

- Soula, J., P. Debat, J. Deramond, i P. Pouget, 1986b: A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**, 29–51.
- Soula, J. C., 1982: Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, **4**, 313–342.
- Squire, R. J., I. H. Campbell, C. M. Allen, i C. Wilson, 2006: Did the Transgondwanan Supermountain trigger the explosive radiation of animals on Earth? *Earth and Planetary Science Letters*, **250**, 116–133.
- Stampfli, G., J. von Raumer, i G. Borel, 2002: Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *Special Papers-Geological Society of America*, 263–280.
- Teichmüller, R., 1931: Alte und junge Krustenbewegungen im südlichen Sardinien. *Abhandlungen der wissenschaftlichen Gessellschaft Göttingen (Math.-Phys.Kl.)*, **3**, 857–950.
- Teixell, A., 1996: The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Journal of the Geological Society*, **153**, 301–310.
- 1998: Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, **17**, 395–406.
- 2000: Geotectónica de los Pirineos. *Investigación y Ciencia*, **288**, 54–65.
- Toteu, S. F., J. Penaye, E. Deloule, W. R. Van Schmus, i R. Tchameni, 2006: Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, **44**, 428–442.
- Valenzuela, J., 2002: *Informe bioestratigráfico del Paleozoico superior de la hoja geológica 216 (Bellver de Cerdanya)*. IGME.
- Valverde-Vaquero, P. i G. Dunning, 2000: New U–Pb ages for Early Ordovician magmatism in central Spain. *Journal of the Geological Society*, **157**, 15–26.
- Van den Eeckhout, B., 1986: A case study of a mantled gneiss antiform, the Hospitalet massif, Pyrenees (Andorra, France). *Geologica Ultraiectina*, **45**, 1–189.
- Van den Eeckhout, B. i H. J. Zwart, 1988: Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrenees. *Geology*, **16**, 135–138.
- Vergés, J., 1993: *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D*. Ph.D. thesis, Universitat de Barcelona, 203 pp.
- Verhoef, P., R. Vissers, i H. Zwart, 1984: A new interpretation of the structural and metamorphic history of the western Aston massif (central Pyrenees, France). *Geologie en Mijnbouw*, **63**, 399–410.
- Vialte, Y., C. Casquet, J. Fúster, E. Ibarrola, M. Navidad, M. Pcinado, i C. Villascca, 1987: Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Nues Jahrbuch Fur Mineralogie-Monatshefte*, 465–479.
- Vielzeuf, D., 1996: Les massifs nord-pyrénéens à soubassement granulitique. *Synthese géologique et géophysique des Pyrénées*, **1**, 502–521.
- Vissers, R., 1992: Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics*, **11**, 1369–1384.
- Vitrac, A. i C. Allègre, 1971: Rb-87–Sr-87 dating of gneiss in Canigou and Agly (Pyrénées Orientales, France). *Comptes Rendus Hebdomadaires des sceances de l'Académie des Sciences*, **273**, 2411.
- Vitrac-Michard, A. i C. Allègre, 1975: 238U-206Pb, 235U-207Pb, systematics on Pyrenean basement. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **51**, 205–212.

- Wetherill, G. W., 1956: Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **37**, 320–326.
- White, W., 2003: Lecture 9: Geochronology V. Cornell University.
- Williams, I., P. Fiannacca, R. Cirrincione, i A. Pezzino, 2012: Peri-Gondwanan origin and early geodynamic history of NE Sicily: a zircon tale from the basement of the Peloritani Mountains. *Gondwana Research*, **22**, 855–865.
- Zandvliet, J., 1960: The geology of the upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrenees, France/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, **25**, 1–127.
- Zlatkin, O., D. Avigad, i A. Gerdes, 2013: Evolution and provenance of Neoproterozoic basement and Lower Paleozoic siliciclastic cover of the Menderes Massif (western Taurides): Coupled U–Pb–Hf zircon isotope geochemistry. *Gondwana Research*, **23**, 682–700.
- Zwart, H., 1964: The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees. *Geol. Rundschau*, **53**, 170–205.
- 1965: Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, sheet 6, Aston, France, Andorra, Spain. Esc. 1:50.000. *Leidse Geologische Mededelingen*, **33**, 195–254.
- 1986: The Variscan geology of the Pyrenees. *Tectonophysics*, **129**, 9–27.
- Zwart, H. i L. De Sitter, 1979: The geology of the Central Pyrenees. *Geologisch en mineralogisch Instituut der Rijksuniversiteit*.
- Zwart, H. i K. Roberti, 1976: Geological map of the Central Pyrenees. Sheet 9, Flamisell-Pallaresa. *Geological Institute, Leiden University*.

Annex I

Annex 6: Dades U-Pb-Th dels zircons

Taula 1: Dades U-Pb-Th dels zircons de la mostra RB-1, n = 104 de 130 grans de zircó mesurats (concordança 90-110 %), quarsita de la Fm de Jújols, carretera de la Moixella, Sant Julià de Lòria, Andorra.

Name (spot)	²⁰⁷ Pb (cps)	U ^a (ppm)	Pb ^a (ppm)	Th ^c U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^e ²³⁸ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^e ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^e ²⁰⁶ Pb	2σ (%)	Rho	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2σ (Ma)	Conc (%)
a01	479051	326	143	0,19	12872	0,41938	1,8	9,24437	2,1	0,15987	1,2	0,84	2258	34	2363	20	2454	20	92
a01	479051	326	143	0,19	12872	0,41938	1,8	9,24437	2,1	0,15987	1,2	0,84	2258	34	2363	20	2454	20	92
a02	337437	216	105	0,74	110119	0,40865	1,9	9,21960	2,0	0,16363	0,5	0,97	2209	36	2360	18	2494	8	89
a03	28316	57	11	0,69	7790	0,18665	2,0	1,90183	2,5	0,07390	1,4	0,82	1103	21	1082	16	1039	28	106
a04	136758	69	42	0,89	79315	0,50031	2,0	12,13147	2,2	0,17586	0,9	0,90	2615	42	2615	21	2614	16	100
a05	12100	76	9	0,48	19385	0,11091	1,9	0,97314	2,4	0,06364	1,4	0,81	678	12	690	12	730	30	93
a06	28650	111	23	1,21	11533	0,16957	2,3	1,73379	2,7	0,07416	1,5	0,85	1010	22	1021	18	1046	29	97
a07	34994	91	19	0,59	33696	0,19356	1,9	2,78489	2,8	0,10435	2,1	0,67	1141	20	1351	21	1703	39	67
a08	9824	66	8	0,79	16173	0,11119	2,4	0,94926	3,6	0,06192	2,6	0,68	680	16	678	18	671	56	101
a09	42269	41	20	1,47	33544	0,37724	2,3	6,67429	3,1	0,12832	2,1	0,73	2063	40	2069	28	2075	37	99
a10	7358	77	6	0,22	8436	0,07717	2,0	0,60276	2,7	0,05665	1,7	0,77	479	9	479	10	478	38	100
a11	4588	24	4	0,52	4303	0,14211	2,1	1,33433	3,8	0,06810	3,2	0,55	857	17	861	22	871	66	98
a12	13647	81	11	0,54	3515	0,12572	3,8	1,19380	5,1	0,06887	3,5	0,73	763	27	798	29	895	72	85
a13	129976	432	84	0,19	100266	0,19736	1,9	2,14009	2,1	0,07865	0,8	0,92	1161	21	1162	15	1163	16	100
a14	12670	154	13	1,19	22560	0,07230	1,9	0,57139	2,6	0,05731	1,8	0,73	450	8	459	10	504	39	89
a15	9434	41	7	0,81	13190	0,15957	1,8	1,60233	2,6	0,07283	1,8	0,70	954	16	971	16	1009	37	95
a16	6639	38	5	0,58	10134	0,13756	2,3	1,26727	3,1	0,06682	2,1	0,74	831	18	831	18	832	43	100
a17	20292	150	15	0,16	33772	0,10654	1,9	0,89853	2,3	0,06117	1,2	0,84	653	12	651	11	645	26	101
a18	18458	130	14	0,18	29817	0,11542	1,9	1,00551	2,4	0,06318	1,4	0,80	704	13	707	12	714	30	99
a19	16296	129	16	0,13	25531	0,12864	2,6	1,15999	3,5	0,06540	2,3	0,76	780	19	782	19	787	48	99
a20	13081	126	11	0,12	22444	0,09291	2,3	0,76116	3,0	0,05942	1,9	0,77	573	13	575	13	582	41	98
a21	97142	141	55	0,89	83538	0,33530	2,4	5,46379	2,5	0,11819	0,7	0,96	1864	39	1895	22	1929	12	97
a22	6322	82	8	1,43	11548	0,07883	2,1	0,62502	5,2	0,05750	4,8	0,40	489	10	493	21	511	105	96
a23	77905	152	46	0,39	64088	0,28636	3,4	4,50674	3,7	0,11414	1,6	0,91	1623	48	1732	31	1866	28	87
a24	3069	26	3	0,63	5039	0,10906	2,2	0,93192	4,4	0,06197	3,9	0,49	667	14	669	22	673	83	99
a25	49751	374	49	0,53	77325	0,12406	2,0	1,12295	2,3	0,06565	1,2	0,85	754	14	764	13	795	26	95
a26	12997	131	16	1,28	21951	0,09840	2,5	0,81532	3,5	0,06010	2,5	0,71	605	14	605	16	607	54	100
a27	10497	55	11	1,35	13918	0,16731	2,1	1,72305	4,4	0,07469	3,9	0,49	997	20	1017	29	1060	78	94
a28	8275	44	10	1,74	11709	0,16670	1,9	1,65776	2,6	0,07212	1,7	0,76	994	18	993	16	989	34	100

a29	92506	75	45	1,21	51878	0,47386	2,4	11,61790	2,7	0,17782	1,2	0,90	2500	50	2574	25	2633	19	95
a30	9747	99	14	1,03	16194	0,12414	2,0	1,04966	2,5	0,06132	1,6	0,77	754	14	729	13	651	35	116
a31	35807	187	33	0,38	49945	0,17343	2,1	1,74574	2,4	0,07301	1,2	0,88	1031	20	1026	16	1014	23	102
a32	5777	64	8	1,48	9650	0,10151	2,1	0,85495	3,1	0,06108	2,3	0,67	623	12	627	15	642	50	97
a33	7846	65	10	1,00	12226	0,13093	2,1	1,18214	2,7	0,06548	1,7	0,78	793	15	792	15	790	35	100
a34	7188	73	10	1,12	11851	0,12139	2,3	1,07111	3,8	0,06399	3,0	0,61	739	16	739	20	741	63	100
a35	25839	308	36	0,70	42346	0,10691	2,0	0,91758	2,3	0,06225	1,1	0,88	655	12	661	11	683	23	96
a36	68144	888	87	0,18	114882	0,10229	2,4	0,85400	2,6	0,06055	1,0	0,93	628	14	627	12	623	21	101
a37	6586	68	9	1,11	10742	0,11246	1,9	0,96954	2,9	0,06253	2,2	0,66	687	12	688	15	692	47	99
a38	3532	35	4	0,80	6241	0,11641	2,2	0,92647	3,9	0,05772	3,2	0,57	710	15	666	19	519	71	137
a39	33411	54	28	2,58	28946	0,33360	2,1	5,41050	2,5	0,11763	1,5	0,82	1856	34	1887	22	1920	26	97
a40	4146	35	4	0,54	6868	0,12054	1,9	1,02338	3,1	0,06157	2,4	0,62	734	13	716	16	659	52	111
a41	10889	53	11	1,20	15005	0,17636	2,1	1,80106	2,8	0,07407	1,9	0,74	1047	20	1046	19	1043	39	100
a42	55315	70	31	0,79	43088	0,38431	2,1	6,93180	2,3	0,13082	0,9	0,92	2096	38	2103	20	2109	15	99
a43	6222	51	6	0,44	10186	0,11240	1,9	0,96732	3,1	0,06242	2,4	0,64	687	13	687	15	688	50	100
a44	8979	77	9	0,71	14679	0,11060	1,9	0,94770	2,9	0,06215	2,1	0,68	676	12	677	14	679	45	100
a45	7037	53	6	0,28	11689	0,12212	2,0	1,03546	2,8	0,06149	2,0	0,72	743	14	722	15	657	42	113
a46	4783	23	4	1,01	7100	0,17071	2,6	1,71984	5,5	0,07307	4,9	0,47	1016	25	1016	36	1016	99	100
a47	54364	278	43	0,37	80127	0,15316	1,9	1,46071	2,0	0,06917	0,8	0,92	919	16	914	12	904	16	102
a48	5573	20	4	1,01	7679	0,17798	2,0	1,82249	3,5	0,07427	2,9	0,57	1056	19	1054	23	1049	58	101
a49	2682	19	2	0,62	4536	0,11495	2,2	0,95381	4,5	0,06018	3,9	0,49	701	14	680	22	610	84	115
a50	21822	82	15	0,81	30651	0,16851	2,0	1,68610	2,4	0,07257	1,3	0,85	1004	19	1003	15	1002	26	100
a51	13249	101	11	0,22	21922	0,10901	2,0	0,92767	2,7	0,06172	1,8	0,74	667	13	666	13	664	39	100
a52	7686	55	6	0,16	13024	0,11684	2,5	0,96799	3,3	0,06009	2,1	0,76	712	17	687	17	607	46	117
a53	14702	58	12	1,47	20209	0,16232	2,1	1,66067	2,7	0,07420	1,7	0,77	970	18	994	17	1047	35	93
a54	6354	25	5	0,88	8784	0,17437	2,6	1,77493	4,0	0,07383	3,0	0,64	1036	25	1036	26	1037	61	100
a55	26029	164	20	0,51	40628	0,11941	2,2	1,06218	2,5	0,06451	1,0	0,91	727	15	735	13	758	21	96
a56	450125	376	184	0,67	11420	0,42958	2,4	8,81858	2,6	0,14889	0,9	0,94	2304	47	2319	24	2333	15	99
a57	29834	117	20	0,53	41969	0,16623	2,8	1,66165	3,0	0,07250	1,1	0,93	991	25	994	19	1000	22	99
a58	56061	393	42	0,07	91841	0,11449	2,0	0,98110	2,3	0,06215	1,1	0,89	699	13	694	12	679	23	103
a59	16256	58	11	0,69	21877	0,17346	3,1	1,81307	3,7	0,07581	2,1	0,82	1031	29	1050	25	1090	42	95
a60	5563	54	5	0,19	10050	0,09527	1,9	0,74135	3,2	0,05644	2,6	0,59	587	11	563	14	470	57	125
b01	18737	121	16	0,46	29715	0,12116	4,6	1,07561	5,2	0,06439	2,5	0,88	737	32	741	28	754	54	98
b02	9530	67	8	0,75	6309	0,10835	2,0	0,93032	2,9	0,06227	2,2	0,66	663	12	668	15	683	47	97

b03	491253	252	141	0,11	8706	0,52662	2,4	14,23428	2,7	0,19604	1,4	0,87	2727	53	2765	26	2793	22	98
b04	133640	141	51	0,02	109809	0,36731	1,5	6,27912	1,8	0,12398	1,0	0,84	2017	27	2016	16	2014	18	100
b05	184399	219	79	0,28	18569	0,34602	1,6	5,82390	1,8	0,12207	0,8	0,89	1916	26	1950	16	1987	15	96
b06	267204	179	97	1,17	47519	0,42649	1,9	10,02777	2,0	0,17053	0,7	0,93	2290	36	2437	19	2563	12	89
b07	23088	108	21	1,04	26215	0,15759	3,0	1,53633	3,5	0,07071	1,7	0,87	943	26	945	21	949	35	99
b08	102682	120	47	0,63	87859	0,34959	1,9	5,72874	2,0	0,11885	0,8	0,92	1933	31	1936	18	1939	14	100
b09	3891	14	3	1,30	5448	0,19939	2,3	2,00020	5,5	0,07275	5,0	0,42	1172	24	1116	38	1007	101	116
b10	7764	63	10	2,25	12966	0,10463	2,2	0,88017	3,1	0,06101	2,2	0,70	641	13	641	15	640	47	100
b11	843	6	1	0,56	1332	0,11773	2,4	1,04606	5,5	0,06444	5,0	0,44	717	17	727	29	756	105	95
b12	16046	66	12	0,56	9079	0,17586	1,9	1,76241	2,4	0,07268	1,4	0,80	1044	19	1032	16	1005	29	104
b13	9514	74	9	0,79	6667	0,10304	2,1	0,86587	4,0	0,06094	3,4	0,52	632	12	633	19	637	74	99
b14	32918	147	22	0,12	47008	0,15411	2,1	1,49169	2,5	0,07020	1,3	0,85	924	18	927	15	934	27	99
b15	44714	396	41	0,29	75264	0,10436	2,4	0,88535	2,6	0,06153	1,1	0,91	640	14	644	12	658	23	97
b16	19593	133	18	0,72	31276	0,11922	1,9	1,05252	2,4	0,06403	1,5	0,78	726	13	730	13	743	32	98
b17	5628	21	5	0,85	7341	0,18189	1,7	1,96030	2,6	0,07816	2,0	0,64	1077	16	1102	18	1151	40	94
b18	12988	158	11	0,18	23733	0,07205	1,9	0,55606	2,7	0,05598	1,9	0,72	448	8	449	10	451	41	99
b19	7193	85	7	0,66	12979	0,07336	1,5	0,56875	2,7	0,05623	2,2	0,56	456	7	457	10	461	49	99
b20	78490	113	42	0,65	70810	0,33153	2,1	5,15386	2,5	0,11275	1,2	0,87	1846	35	1845	21	1844	22	100
b21	70664	705	63	0,14	122415	0,09295	1,9	0,75443	2,1	0,05886	1,0	0,88	573	10	571	9	562	22	102
b22	118159	85	40	0,52	67285	0,41237	2,4	10,15343	2,6	0,17858	0,9	0,94	2226	46	2449	24	2640	15	84
b23	2892	12	2	0,27	2952	0,19967	2,1	2,72142	9,9	0,09885	9,7	0,22	1174	23	1334	76	1603	181	73
b24	30650	145	22	0,11	28392	0,15617	2,3	1,51107	2,9	0,07018	1,7	0,80	935	20	935	18	934	35	100
b25	20060	143	17	0,50	17455	0,11591	2,0	1,00802	2,8	0,06307	1,8	0,74	707	14	708	14	711	39	99
b26	12333	53	10	0,72	3491	0,16618	2,8	1,76136	3,8	0,07687	2,5	0,75	991	26	1031	25	1118	50	89
b27	8499	36	7	0,80	10427	0,16459	2,5	1,65445	3,2	0,07290	1,9	0,79	982	23	991	20	1011	39	97
b28	45836	209	37	0,59	38985	0,16237	2,2	1,62649	2,4	0,07265	1,2	0,88	970	19	981	16	1004	23	97
b29	66276	111	31	0,09	47745	0,28157	1,8	4,40648	2,2	0,11350	1,2	0,83	1599	26	1714	18	1856	22	86
b30	10341	55	9	0,66	15596	0,14661	1,7	1,36911	2,5	0,06773	1,8	0,70	882	14	876	15	860	37	103
c01	251376	379	106	0,30	12318	0,26170	2,4	5,48349	2,7	0,15197	1,3	0,88	1499	32	1898	23	2368	22	63
c02	4518	27	5	1,22	6823	0,14194	2,0	1,32202	3,8	0,06755	3,2	0,53	856	16	855	22	855	67	100
c03	15198	20	8	0,64	12771	0,36394	1,9	6,06325	2,8	0,12083	2,1	0,66	2001	32	1985	25	1968	38	102
c04	5013	48	6	1,09	8204	0,09968	1,9	0,84632	3,0	0,06157	2,3	0,64	613	11	623	14	659	50	93
c05	149301	119	68	0,59	87454	0,49699	2,8	11,94781	3,0	0,17436	1,2	0,92	2601	60	2600	29	2600	20	100
c06	25671	129	22	0,33	36121	0,16973	1,9	1,69633	2,2	0,07248	1,2	0,85	1011	18	1007	14	1000	24	101

c07	53992	75	29	0,62	45292	0,34297	1,9	5,74843	2,2	0,12156	1,0	0,89	1901	32	1939	19	1979	18	96
c08	42577	260	38	0,26	62898	0,14879	1,8	1,41781	2,1	0,06911	1,1	0,87	894	15	896	13	902	22	99
c09	95746	95	42	0,36	66230	0,41430	1,9	8,42610	2,1	0,14751	0,9	0,91	2235	36	2278	19	2317	15	96
c10	94629	59	36	0,95	54632	0,48134	2,0	11,73688	2,3	0,17685	1,1	0,88	2533	43	2584	22	2624	19	97
c11	6677	49	6	1,23	473	0,10178	2,1	0,93481	5,6	0,06661	5,2	0,37	625	12	670	28	826	109	76
c12	11776	100	11	0,26	18824	0,11385	1,7	1,00148	2,5	0,06380	1,8	0,68	695	11	705	13	735	38	95
c13	2997	46	4	0,39	5661	0,07675	2,4	0,56937	4,5	0,05380	3,8	0,54	477	11	458	17	363	85	131
c14	3046	22	3	0,72	4859	0,14450	2,0	1,35512	8,9	0,06801	8,7	0,22	870	16	870	54	869	181	100
c15	16757	92	17	0,86	23850	0,16470	1,7	1,62738	2,2	0,07166	1,3	0,80	983	16	981	14	976	26	101
c16	21930	177	26	0,92	34574	0,12607	1,9	1,12366	2,5	0,06464	1,7	0,75	765	14	765	14	763	35	100
c17	30894	297	29	0,40	3724	0,09364	1,9	0,80476	2,5	0,06233	1,5	0,78	577	11	600	11	686	33	84
c18	37449	321	41	0,21	56915	0,13004	2,0	1,19391	2,9	0,06659	2,1	0,70	788	15	798	16	825	43	96
c19	22041	49	18	1,76	3691	0,24272	2,7	3,66605	3,0	0,10954	1,4	0,89	1401	34	1564	24	1792	25	78
c20	18769	96	19	0,76	25450	0,17374	2,6	1,76194	3,3	0,07355	2,0	0,79	1033	25	1032	21	1029	40	100
c21	45212	264	48	0,65	62542	0,16565	1,8	1,68603	2,2	0,07382	1,2	0,85	988	17	1003	14	1037	23	95
c22	23142	329	39	1,12	40585	0,09953	2,1	0,82672	2,7	0,06024	1,6	0,79	612	12	612	12	612	35	100
c23	4555	72	5	0,12	8452	0,08029	2,3	0,60820	3,5	0,05494	2,6	0,65	498	11	482	14	410	59	122
c24	77215	124	48	0,44	63203	0,36398	2,4	6,25193	2,6	0,12458	1,0	0,92	2001	42	2012	23	2023	18	99
c25	18668	100	16	0,24	17355	0,16341	2,8	1,61954	3,2	0,07188	1,6	0,87	976	25	978	20	983	32	99
c26	3102	33	4	0,23	5292	0,11403	2,0	0,93912	3,7	0,05973	3,1	0,54	696	13	672	18	594	67	117
c27	93150	78	41	0,53	35192	0,46867	2,2	10,89768	2,4	0,16864	0,9	0,92	2478	45	2514	22	2544	15	97
c28	8875	64	11	0,66	13473	0,15936	2,0	1,55689	4,0	0,07085	3,4	0,50	953	18	953	25	953	70	100
c29	1686	16	3	1,59	2859	0,12195	2,5	1,01937	6,0	0,06062	5,4	0,42	742	18	714	31	626	116	119
c30	37419	32	27	3,07	22150	0,48317	1,9	11,47710	2,2	0,17228	1,1	0,87	2541	40	2563	21	2580	18	98
c31	16283	197	21	0,81	27670	0,09673	2,0	0,80075	2,5	0,06004	1,4	0,82	595	12	597	11	605	30	98
c32	29506	53	21	0,86	23989	0,36371	2,7	6,32528	3,1	0,12613	1,6	0,85	2000	46	2022	28	2045	29	98
c33	24247	269	27	0,16	37470	0,10595	2,2	0,90370	2,7	0,06186	1,5	0,83	649	14	654	13	669	32	97
c34	146168	226	87	0,12	115457	0,38183	2,0	6,78613	2,2	0,12890	0,9	0,92	2085	35	2084	19	2083	15	100
c35	2820	30	4	0,70	4523	0,11716	2,7	1,02500	4,2	0,06345	3,1	0,66	714	18	716	22	723	67	99
c36	99601	176	58	0,15	39070	0,33046	1,7	5,27828	1,9	0,11584	0,8	0,90	1841	27	1865	16	1893	15	97
c37	117859	43	37	0,69	42999	0,67122	2,4	25,85412	2,6	0,27936	1,0	0,92	3311	62	3341	26	3359	16	99
c38	12937	72	15	1,19	18201	0,16708	2,2	1,66931	2,6	0,07246	1,5	0,82	996	20	997	17	999	30	100
c39	31852	288	30	0,03	51964	0,11373	2,1	0,97952	2,4	0,06246	1,2	0,86	694	14	693	12	690	26	101
c40	4130	37	4	0,56	6817	0,10551	1,8	0,89577	3,6	0,06157	3,1	0,51	647	11	649	17	659	67	98

^a within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/(²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206\text{Pb}/238\text{U}}/\text{err}^{207\text{Pb}/235\text{U}}$.

Taula 2: Dades U-Pb-Th dels zircons de la mostra RB-2, n = 73 de 90 grans de zircó mesurats (concordança 90-110 %), quarzita de la Fm de Jújols, carretera de la Moixella, Sant Julià de Lòria, Andorra.

Name (spot)	²⁰⁷ Pb (cps)	U ^a (ppm)	Pb ^a (ppm)	Th ^c U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^e ²³⁸ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^e ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^e ²⁰⁶ Pb	2σ (%)	Rho	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2σ (Ma)	Conc (%)
a01	42781	33	18	0,97	23884	0,43622	2,0	9,91774	2,3	0,16489	1,0	0,90	2334	40	2427	21	2506	17	93
a02	3418	28	3	1,05	5725	0,10016	2,4	0,83978	3,8	0,06081	2,9	0,64	615	14	619	18	633	63	97
a03	30944	153	25	0,86	44813	0,14513	2,0	1,41234	2,2	0,07058	0,9	0,91	874	16	894	13	945	18	92
a04	11165	105	9	0,33	19143	0,09015	2,2	0,74075	2,8	0,05959	1,7	0,80	556	12	563	12	589	36	95
a05	3048	30	4	1,77	5232	0,09471	2,2	0,77084	4,1	0,05903	3,5	0,53	583	12	580	18	568	76	103
a06	10852	94	11	1,05	15851	0,09816	2,3	0,86473	3,2	0,06389	2,1	0,74	604	14	633	15	738	45	82
a07	8362	94	10	0,95	4636	0,08896	2,6	0,71981	4,3	0,05869	3,5	0,59	549	13	551	19	555	76	99
a08	3117	26	3	2,63	5092	0,08844	2,2	0,75474	4,8	0,06189	4,3	0,47	546	12	571	21	670	91	82
a09	11367	74	9	0,39	15355	0,12184	2,1	1,08757	3,0	0,06474	2,2	0,69	741	15	747	16	766	46	97
a10	87794	744	85	0,52	5259	0,10912	2,0	0,94795	2,4	0,06301	1,3	0,83	668	13	677	12	708	29	94
a11	26123	163	19	0,37	6297	0,11995	5,0	1,19568	5,3	0,07230	1,8	0,94	730	35	799	30	994	37	73
a12	25021	184	27	1,33	38743	0,11764	2,1	1,05275	2,5	0,06490	1,3	0,85	717	15	730	13	771	28	93
a13	6526	32	7	2,12	4920	0,16685	2,0	1,65490	2,7	0,07193	1,9	0,73	995	18	991	17	984	38	101
a14	38485	184	30	0,28	54053	0,16627	2,6	1,66256	2,9	0,07252	1,3	0,89	992	24	994	19	1001	27	99
a15	149125	107	57	0,71	91730	0,46185	2,1	10,58188	2,3	0,16617	1,0	0,91	2448	43	2487	21	2519	16	97
a16	392391	311	142	0,06	51486	0,44850	1,9	9,92961	2,5	0,16057	1,7	0,74	2389	38	2428	24	2462	28	97
a17	26775	192	23	0,44	42778	0,11570	2,4	1,01771	2,7	0,06379	1,4	0,87	706	16	713	14	735	29	96
a18	1414	12	1	0,43	2321	0,10558	1,9	0,90023	4,5	0,06184	4,1	0,41	647	11	652	22	669	88	97
a19	48925	62	24	0,85	41439	0,33818	2,0	5,62378	2,2	0,12061	0,8	0,93	1878	33	1920	19	1965	14	96
a20	7510	64	8	1,15	7436	0,10736	2,1	0,91528	3,1	0,06183	2,4	0,65	657	13	660	15	668	51	98
a21	36657	335	34	0,32	29133	0,10289	2,2	0,87569	2,5	0,06173	1,2	0,87	631	13	639	12	665	26	95
a22	15934	145	14	0,42	26870	0,09756	1,9	0,81495	2,4	0,06058	1,6	0,77	600	11	605	11	624	34	96
a23	6162	23	5	1,54	360	0,14895	2,6	1,32287	10,0	0,06441	9,7	0,26	895	21	856	60	755	204	119
a24	88804	211	56	0,53	95007	0,24673	1,9	3,22902	2,1	0,09492	0,8	0,93	1422	24	1464	16	1526	14	93
a25	25302	155	23	0,83	38068	0,13371	2,2	1,25309	2,5	0,06797	1,2	0,88	809	17	825	14	868	24	93
a26	73496	67	38	1,57	48687	0,42379	2,1	9,00488	2,3	0,15411	0,9	0,93	2278	40	2339	21	2392	14	95
a27	22339	233	23	0,51	38199	0,09332	2,3	0,77054	2,9	0,05988	1,7	0,81	575	13	580	13	599	36	96
a28	58017	95	40	1,79	28441	0,31322	2,1	4,98364	2,3	0,11540	1,1	0,88	1757	32	1817	20	1886	20	93
a29	24634	105	21	0,83	33532	0,17537	2,2	1,81563	2,6	0,07509	1,3	0,87	1042	21	1051	17	1071	26	97

a30	17181	135	17	0,96	27709	0,11197	2,0	0,97838	2,4	0,06337	1,3	0,85	684	13	693	12	721	27	95
b01	42496	56	23	1,08	15445	0,35551	2,1	6,23174	2,3	0,12713	0,9	0,91	1961	35	2009	20	2059	17	95
b02	11810	62	10	0,65	17006	0,15119	1,8	1,47109	2,6	0,07057	1,9	0,70	908	16	919	16	945	39	96
b03	23533	234	26	0,68	39572	0,10432	2,8	0,87057	3,2	0,06052	1,5	0,88	640	17	636	15	622	33	103
b04	21601	198	20	0,34	14562	0,10343	2,0	0,87032	2,4	0,06103	1,3	0,84	634	12	636	11	640	28	99
b05	15145	141	13	0,14	25323	0,09395	2,1	0,78070	2,8	0,06027	1,9	0,73	579	11	586	13	613	42	94
b06	49574	166	39	0,29	56825	0,23079	5,0	2,81039	5,3	0,08832	1,8	0,94	1339	60	1358	40	1389	34	96
b07	2500	24	2	0,02	4258	0,10786	2,1	0,88938	3,8	0,05980	3,2	0,56	660	13	646	19	596	69	111
b08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
b09	19986	188	17	0,40	31614	0,08945	1,8	0,79621	3,0	0,06456	2,4	0,59	552	9	595	14	760	51	73
b10	8065	39	8	1,20	8205	0,17310	2,4	1,75601	3,6	0,07358	2,6	0,69	1029	23	1029	23	1030	52	100
b11	28164	37	16	0,65	17847	0,38698	1,9	7,06931	2,5	0,13249	1,6	0,77	2109	35	2120	23	2131	29	99
b12	11764	67	13	1,20	16599	0,15468	2,5	1,53727	3,0	0,07208	1,6	0,85	927	22	945	19	988	32	94
b13	17705	189	16	0,39	28615	0,08330	1,9	0,73118	3,6	0,06366	3,1	0,53	516	9	557	16	730	65	71
b14	30552	162	29	0,51	41881	0,16791	2,4	1,71917	2,7	0,07426	1,2	0,90	1001	23	1016	18	1049	24	95
b15	5314	39	5	0,76	770	0,10932	1,8	1,11215	6,7	0,07379	6,5	0,27	669	12	759	37	1036	130	65
b16	15066	125	15	0,44	12869	0,12024	1,9	1,07407	2,6	0,06479	1,8	0,73	732	13	741	14	767	38	95
b17	14488	152	15	0,30	23950	0,10066	2,0	0,85516	2,5	0,06161	1,5	0,79	618	12	627	12	661	32	94
b18	3111	39	4	0,83	5372	0,09009	2,1	0,73244	3,8	0,05897	3,2	0,56	556	11	558	16	566	69	98
b19	11631	119	15	1,07	19291	0,10604	1,9	0,89759	2,5	0,06139	1,7	0,75	650	12	650	12	653	36	100
b20	9214	109	13	1,07	11692	0,10033	1,9	0,84189	4,3	0,06086	3,8	0,45	616	11	620	20	634	82	97
b21	3261	28	4	1,04	5260	0,13448	2,1	1,15097	5,2	0,06207	4,8	0,39	813	16	778	29	677	103	120
b22	13634	93	14	0,43	11468	0,15026	2,0	1,44807	2,6	0,06990	1,6	0,77	902	17	909	15	925	34	98
b23	13050	156	19	1,53	22178	0,09208	2,3	0,75900	2,9	0,05978	1,8	0,80	568	13	573	13	596	38	95
b24	7827	119	13	2,09	7503	0,08093	1,9	0,63912	2,7	0,05727	2,0	0,68	502	9	502	11	502	44	100
b25	7705	85	9	0,66	12887	0,09934	2,6	0,82359	3,6	0,06013	2,5	0,73	611	15	610	17	608	54	100
b26	5998	75	8	1,09	5124	0,09540	2,5	0,78090	3,3	0,05937	2,1	0,77	587	14	586	15	581	45	101
b27	15210	104	15	0,59	21663	0,13455	3,1	1,32532	3,5	0,07144	1,6	0,89	814	24	857	20	970	32	84
b28	12065	76	15	1,31	17036	0,16254	2,3	1,61524	2,7	0,07207	1,5	0,83	971	21	976	17	988	31	98
b29	5733	50	7	1,11	8953	0,12049	2,0	1,07916	3,1	0,06496	2,3	0,66	733	14	743	16	773	49	95
b30	29836	189	31	0,65	42385	0,15277	2,5	1,48810	2,7	0,07065	1,1	0,91	916	21	926	17	947	23	97
b31	10215	109	11	0,16	16842	0,10790	2,0	0,91600	2,7	0,06157	1,8	0,75	661	13	660	13	659	39	100
b32	18440	283	28	0,36	26538	0,10081	2,0	0,83588	2,4	0,06014	1,4	0,82	619	12	617	11	608	31	102
b33	269385	283	156	0,63	160262	0,48455	3,1	11,32894	3,3	0,16957	0,9	0,96	2547	66	2551	31	2553	15	100

b34	31971	57	22	0,71	14930	0,35045	1,9	5,79004	2,2	0,11983	1,1	0,86	1937	32	1945	19	1954	21	99
b35	13204	145	16	0,36	21661	0,11411	2,3	0,98659	2,9	0,06271	1,7	0,81	697	15	697	14	698	36	100
b36	16680	16	9	0,79	6377	0,47958	2,3	11,51996	2,8	0,17422	1,5	0,85	2525	49	2566	26	2599	24	97
b37	16256	34	13	1,43	14712	0,30583	1,9	4,72422	2,4	0,11203	1,5	0,78	1720	28	1772	20	1833	27	94
b38	7125	48	10	1,49	10308	0,16416	2,0	1,62747	4,8	0,07190	4,3	0,43	980	19	981	31	983	88	100
b39	1421	16	2	1,34	2421	0,10430	2,0	0,83389	5,2	0,05799	4,7	0,39	640	12	616	24	529	104	121
b40	192524	283	105	0,49	28283	0,34488	1,7	5,88723	1,9	0,12381	0,6	0,94	1910	29	1959	16	2012	11	95
b41	66201	123	42	0,98	58601	0,28111	2,0	4,45640	2,3	0,11498	1,2	0,87	1597	29	1723	20	1880	21	85
b42	16527	122	12	0,13	24683	0,09817	2,8	0,89650	5,0	0,06624	4,1	0,56	604	16	650	24	814	86	74
b43	8702	48	7	0,48	12934	0,14187	2,2	1,33855	2,7	0,06843	1,6	0,81	855	17	863	16	882	32	97
b44	44593	52	20	0,33	35783	0,37237	1,9	6,48068	2,2	0,12622	1,0	0,88	2041	34	2043	19	2046	19	100
b45	43559	132	28	0,40	2070	0,19940	2,6	2,79080	3,0	0,10151	1,6	0,86	1172	28	1353	23	1652	29	71
b46	237655	176	81	0,16	76093	0,43979	1,9	9,86312	2,0	0,16266	0,7	0,94	2350	37	2422	19	2483	12	95
b47	11356	94	9	0,35	12567	0,09281	1,8	0,75863	2,6	0,05928	1,9	0,69	572	10	573	12	577	41	99
b48	17113	151	16	0,88	28936	0,09554	1,8	0,79379	2,6	0,06026	1,9	0,68	588	10	593	12	613	42	96
b49	4565	17	4	2,37	2595	0,16468	2,4	1,62978	3,5	0,07178	2,5	0,70	983	22	982	22	980	51	100
b50	155256	93	59	1,51	67820	0,47544	2,0	10,84871	2,2	0,16549	0,9	0,92	2507	42	2510	21	2513	14	100
b51	12072	49	9	1,21	17580	0,15224	2,1	1,46699	3,1	0,06989	2,3	0,67	914	18	917	19	925	48	99
b52	11942	88	9	0,23	20543	0,09987	2,0	0,83924	3,3	0,06095	2,6	0,62	614	12	619	15	637	55	96
b53	22859	169	14	0,12	39102	0,08458	2,2	0,69407	2,5	0,05951	1,3	0,86	523	11	535	11	586	28	89
b54	7309	40	6	0,71	11367	0,13318	1,9	1,20680	2,9	0,06572	2,1	0,67	806	15	804	16	798	44	101
b55	11649	70	9	1,48	19253	0,10244	2,1	0,86825	2,8	0,06147	1,9	0,74	629	12	635	13	656	41	96
b56	3632	22	3	1,98	6098	0,10119	2,1	0,85361	3,7	0,06118	3,0	0,58	621	13	627	17	646	64	96
b57	23031	70	15	1,62	32069	0,16077	2,0	1,61146	2,5	0,07270	1,5	0,79	961	18	975	16	1005	31	96
b58	81522	65	17	0,32	49587	0,23629	3,9	5,03641	4,2	0,15459	1,5	0,93	1367	48	1825	36	2397	26	57
b59	8893	47	6	1,15	14858	0,09790	2,0	0,82032	2,6	0,06077	1,7	0,76	602	11	608	12	631	36	95
b60	16852	89	10	0,76	27755	0,10928	2,2	0,93057	2,5	0,06176	1,1	0,89	669	14	668	12	666	24	100

^a within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/(²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Taula 3: Dades U-Pb-Th dels zircons de la mostra RB-3, n = 115 de 150 grans de zircó mesurats (concordança 90-110 %), quarrita de la Fm de Jújols, carretera de la Moixella, Sant Julià de Lòria, Andorra.

Name (spot)	²⁰⁷ Pb (cps)	U ^a (ppm)	Pb ^a (ppm)	Th ^c U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^e ²³⁸ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^e ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^e ²⁰⁶ Pb	2σ (%)	Rho	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2σ (Ma)	Conc (%)
a01	26455	254	27	0,10	44650	0,11248	1,9	0,96839	2,5	0,06244	1,5	0,79	687	13	688	12	689	32	100
a02	11154	56	10	0,68	14709	0,17001	2,1	1,70705	2,8	0,07282	1,9	0,73	1012	19	1011	18	1009	39	100
a03	63693	95	31	0,55	54715	0,29387	3,0	4,81970	3,3	0,11895	1,2	0,92	1661	44	1788	28	1941	22	86
a04	6184	56	6	0,22	10034	0,11163	2,6	0,95929	4,0	0,06233	3,1	0,65	682	17	683	20	685	66	100
a05	8946	46	12	2,32	12671	0,16124	1,7	1,60641	2,8	0,07226	2,2	0,60	964	15	973	18	993	45	97
a06	41766	73	30	0,98	38245	0,33640	2,5	5,17189	3,1	0,11150	1,9	0,79	1869	40	1848	27	1824	35	102
a07	33758	54	23	1,24	7479	0,34670	2,4	5,60662	3,1	0,11728	2,0	0,77	1919	39	1917	27	1915	35	100
a08	12416	144	14	0,41	21118	0,09290	1,9	0,76751	3,0	0,05992	2,3	0,64	573	11	578	13	601	50	95
a09	36403	27	18	1,40	12125	0,48888	1,8	12,07534	2,2	0,17914	1,3	0,82	2566	39	2610	21	2645	22	97
a10	13043	144	20	1,00	1472	0,11937	2,7	1,00885	3,4	0,06129	2,1	0,79	727	19	708	18	650	45	112
a11	6105	66	7	0,65	10637	0,10208	1,7	0,85941	6,7	0,06106	6,5	0,26	627	10	630	32	641	140	98
a12	29450	276	29	0,01	48171	0,11369	1,8	0,97947	2,2	0,06249	1,3	0,81	694	12	693	11	691	27	100
a13	13199	74	12	0,24	3468	0,16747	1,8	1,67076	3,0	0,07236	2,4	0,60	998	17	997	19	996	48	100
a14	108327	139	62	0,61	81417	0,39342	2,5	7,35241	2,7	0,13554	1,0	0,93	2139	46	2155	25	2171	18	99
a15	3954	42	5	1,17	6762	0,09666	1,8	0,79831	4,7	0,05990	4,4	0,39	595	10	596	22	600	95	99
a16	17657	12	7	0,80	3995	0,47037	2,8	11,45574	4,0	0,17664	2,9	0,70	2485	58	2561	38	2622	48	95
a17	184932	151	86	0,55	108324	0,49757	1,9	12,04529	2,3	0,17557	1,2	0,84	2603	41	2608	21	2612	20	100
a18	16917	26	13	1,67	13955	0,36145	2,2	6,18273	3,0	0,12406	2,1	0,72	1989	37	2002	27	2015	37	99
a19	191895	119	76	0,89	108938	0,51227	2,1	12,73672	2,8	0,18033	1,8	0,76	2666	46	2660	27	2656	30	100
a20	3657	41	6	1,99	4840	0,10894	1,7	0,89713	3,5	0,05973	3,0	0,50	667	11	650	17	594	65	112
a21	23937	72	21	0,80	27121	0,25703	2,1	3,19135	2,3	0,09005	1,0	0,90	1475	27	1455	18	1427	19	103
a22	24840	123	22	0,38	5353	0,17732	1,6	1,81678	2,2	0,07431	1,5	0,72	1052	16	1052	15	1050	31	100
a23	17365	102	18	0,75	3449	0,15157	2,7	1,57952	3,1	0,07558	1,7	0,85	910	23	962	20	1084	34	84
a24	20152	94	23	0,69	27145	0,22703	2,1	2,37202	2,5	0,07578	1,5	0,82	1319	25	1234	18	1089	29	121
a25	13234	135	15	0,47	11659	0,10927	2,9	0,94418	3,3	0,06267	1,8	0,85	669	18	675	17	697	37	96
a26	12266	140	16	0,30	20160	0,11185	1,7	0,95963	2,5	0,06222	1,9	0,66	683	11	683	13	682	40	100
a27	76274	154	53	0,20	45724	0,33979	2,0	5,55841	2,5	0,11864	1,5	0,80	1886	32	1910	21	1936	27	97
a28	38608	529	66	0,36	3566	0,09882	2,3	0,82111	2,7	0,06027	1,4	0,85	607	13	609	12	613	30	99
a29	14399	149	17	0,47	1461	0,10428	2,5	0,87614	3,6	0,06093	2,7	0,68	639	15	639	17	637	57	100

a30	47518	150	37	0,18	3920	0,24762	1,7	3,18955	2,1	0,09342	1,3	0,79	1426	21	1455	16	1496	25	95
a31	27031	168	30	0,67	4720	0,16099	2,0	1,61399	2,4	0,07271	1,3	0,84	962	18	976	15	1006	26	96
a32	20899	148	28	1,57	29253	0,16200	1,9	1,63163	2,4	0,07305	1,4	0,81	968	18	982	15	1015	28	95
a33	21890	145	24	0,44	31066	0,15805	2,3	1,56533	2,8	0,07183	1,5	0,84	946	20	957	17	981	31	96
a34	17630	197	19	0,35	27877	0,09846	1,9	0,87379	2,7	0,06436	2,0	0,68	605	11	638	13	754	43	80
a35	77978	206	58	0,63	25947	0,23963	2,1	3,60267	2,7	0,10904	1,7	0,79	1385	27	1550	22	1783	30	78
a36	22398	175	26	0,19	32617	0,15082	2,0	1,45426	2,5	0,06993	1,5	0,79	906	17	912	15	926	32	98
a37	5127	37	7	1,09	7403	0,15582	2,2	1,51602	4,0	0,07057	3,4	0,55	933	19	937	25	945	69	99
a38	25701	170	19	0,12	12158	0,11686	4,0	1,34581	8,4	0,08352	7,4	0,47	712	27	866	50	1281	144	56
a39	13153	80	16	0,96	9174	0,17509	2,0	1,76800	2,9	0,07323	2,2	0,67	1040	19	1034	19	1020	44	102
a40	40237	211	38	0,60	56258	0,16198	2,1	1,63065	2,6	0,07301	1,5	0,81	968	19	982	16	1014	31	95
a41	181045	200	98	0,34	2577	0,45965	2,1	10,61258	2,4	0,16745	1,3	0,86	2438	43	2490	23	2532	21	96
a42	8974	82	9	0,36	14798	0,10982	2,1	0,94115	3,3	0,06216	2,5	0,64	672	13	673	16	680	54	99
a43	18845	174	18	0,36	15265	0,10128	1,8	0,85194	2,4	0,06101	1,6	0,74	622	11	626	11	640	35	97
a44	6966	35	7	1,35	10127	0,15436	1,8	1,49454	2,7	0,07022	2,0	0,65	925	15	928	17	935	42	99
a45	2892	22	3	0,64	4937	0,11582	2,5	0,96123	4,3	0,06019	3,5	0,58	706	17	684	22	611	76	116
a46	9950	64	9	0,42	15895	0,12888	2,0	1,15848	3,3	0,06519	2,7	0,59	781	15	781	18	781	57	100
a47	134133	153	60	0,41	48788	0,36745	1,6	6,25737	1,9	0,12351	1,0	0,86	2017	28	2013	17	2007	17	100
a48	6218	24	5	1,44	8898	0,15688	2,3	1,54548	3,5	0,07145	2,6	0,67	939	20	949	22	970	53	97
a49	6678	51	6	0,58	11545	0,10338	1,9	0,86476	5,3	0,06067	4,9	0,36	634	12	633	25	628	106	101
a50	19224	36	9	0,57	21974	0,23640	2,0	2,91624	2,8	0,08947	1,9	0,74	1368	25	1386	21	1414	35	97
a51	3392	20	2	0,32	5500	0,11503	2,0	0,99634	3,9	0,06282	3,3	0,52	702	13	702	20	702	71	100
a52	8164	51	5	0,18	13526	0,10538	2,1	0,89474	3,2	0,06158	2,4	0,66	646	13	649	15	660	51	98
a53	46748	83	21	0,50	55829	0,23655	1,8	2,79392	2,3	0,08566	1,5	0,77	1369	22	1354	17	1331	28	103
a54	31610	101	18	0,53	38114	0,16410	2,1	1,64023	2,5	0,07249	1,4	0,83	980	19	986	16	1000	29	98
a55	12911	78	9	0,74	21685	0,10201	2,1	0,85280	3,0	0,06063	2,2	0,70	626	13	626	14	626	47	100
a56	11347	54	6	0,60	18083	0,11259	2,5	0,99620	3,3	0,06417	2,1	0,76	688	16	702	17	747	45	92
a57	103007	42	23	1,07	60156	0,42840	1,7	10,32753	2,3	0,17484	1,5	0,75	2299	34	2465	22	2605	25	88
a58	26237	36	6	0,48	27100	0,14144	2,5	1,92911	3,4	0,09892	2,4	0,73	853	20	1091	23	1604	44	53
a59	13185	71	7	0,25	13045	0,09873	1,8	0,82026	2,5	0,06026	1,8	0,70	607	10	608	12	613	39	99
a60	6635	32	3	0,63	11238	0,09494	2,2	0,78994	3,3	0,06035	2,5	0,66	585	12	591	15	616	53	95
b01	6627	111	11	1,43	11614	0,08402	2,2	0,67205	3,8	0,05801	3,1	0,57	520	11	522	16	530	68	98
b02	106446	103	55	0,47	63206	0,47119	2,2	11,17772	2,7	0,17205	1,6	0,82	2489	45	2538	25	2578	26	97
b03	137631	146	81	0,83	82836	0,45641	2,3	10,66041	2,5	0,16940	1,1	0,91	2424	46	2494	24	2552	18	95

b04	27357	326	35	0,28	2475	0,10640	2,8	0,94433	3,2	0,06437	1,6	0,87	652	17	675	16	754	34	86
b05	3737	42	5	0,79	821	0,10775	2,3	1,00685	6,4	0,06777	5,9	0,37	660	15	707	33	862	123	77
b06	20504	141	25	0,46	28240	0,16910	2,7	1,69837	3,2	0,07284	1,7	0,85	1007	25	1008	21	1010	34	100
b07	13020	39	11	0,48	13870	0,26896	2,5	3,54782	3,0	0,09567	1,7	0,82	1536	34	1538	24	1541	32	100
b08	3263	49	5	0,60	5873	0,10237	2,0	0,80155	3,7	0,05679	3,0	0,56	628	12	598	17	483	67	130
b09	2225	20	3	0,47	3706	0,14321	3,1	1,22031	4,8	0,06180	3,6	0,65	863	25	810	27	667	78	129
b10	7554	59	10	0,35	11188	0,16491	2,7	1,62431	4,1	0,07144	3,0	0,67	984	25	980	26	970	62	101
b11	7620	105	10	0,14	12778	0,09750	2,9	0,81521	3,9	0,06064	2,5	0,76	600	17	605	18	626	55	96
b12	16908	109	20	0,52	18272	0,16741	2,3	1,72840	3,0	0,07488	2,0	0,75	998	21	1019	20	1065	41	94
b13	11154	96	15	0,58	3044	0,14215	2,2	1,35074	3,3	0,06892	2,5	0,66	857	17	868	19	896	51	96
b14	5972	86	12	1,96	9874	0,09700	2,6	0,81182	4,0	0,06070	3,0	0,66	597	15	603	18	629	65	95
b15	7846	56	10	0,79	11335	0,15682	2,3	1,52282	3,2	0,07043	2,3	0,71	939	20	940	20	941	47	100
b16	38594	549	57	0,54	3518	0,09721	3,1	0,84734	3,7	0,06322	2,0	0,84	598	18	623	17	716	42	84
b17	14167	166	17	0,07	23217	0,10616	3,0	0,91018	3,7	0,06218	2,2	0,80	650	18	657	18	680	48	96
b18	69949	921	86	0,29	1313	0,09015	2,4	0,73022	3,2	0,05875	2,2	0,74	556	13	557	14	558	47	100
b19	79219	1338	111	0,34	10901	0,07849	3,9	0,64019	4,3	0,05916	1,8	0,91	487	18	502	17	573	39	85
b20	90889	237	62	0,27	42284	0,23306	4,1	4,13732	4,3	0,12875	1,5	0,94	1351	50	1662	36	2081	26	65
b21	11734	108	16	0,51	7808	0,13910	2,2	1,30004	3,2	0,06779	2,4	0,69	840	18	846	19	862	49	97
b22	16731	109	18	0,31	2202	0,16104	3,7	1,60795	5,9	0,07242	4,6	0,63	963	33	973	38	998	93	96
b23	5872	72	9	1,42	1811	0,09771	2,0	0,81633	7,9	0,06059	7,6	0,25	601	12	606	37	625	165	96
b24	6792	83	9	0,25	7485	0,11291	3,1	0,97611	5,5	0,06270	4,6	0,56	690	20	692	28	698	97	99
b25	34420	494	53	0,53	28603	0,09846	2,7	0,81621	3,0	0,06012	1,2	0,91	605	16	606	14	608	27	100
b26	48221	846	80	0,22	13981	0,09572	3,2	0,79042	3,8	0,05989	2,1	0,84	589	18	591	17	600	45	98
b27	16844	35	15	1,17	13988	0,33879	2,2	5,73519	3,0	0,12278	2,0	0,74	1881	36	1937	26	1997	35	94
b28	18224	145	19	0,23	25936	0,12790	2,7	1,26375	3,6	0,07166	2,4	0,75	776	20	830	21	976	49	79
b29	5805	44	7	0,35	8252	0,15932	2,4	1,56062	3,9	0,07104	3,1	0,61	953	21	955	24	959	62	99
b30	126093	284	59	0,65	11161	0,14728	6,2	3,05373	6,8	0,15038	2,7	0,92	886	51	1421	53	2350	46	38
c01	121285	172	61	0,47	97724	0,32157	1,6	5,65047	1,8	0,12744	0,9	0,88	1797	25	1924	16	2063	15	87
c02	32106	285	30	0,84	771	0,08987	1,9	0,75365	2,9	0,06082	2,2	0,66	555	10	570	13	633	47	88
c03	21969	125	23	0,80	30643	0,16304	2,0	1,64923	2,9	0,07337	2,1	0,68	974	18	989	18	1024	43	95
c04	30302	187	32	1,19	16393	0,14180	1,6	1,43768	1,9	0,07353	1,0	0,84	855	13	905	12	1029	21	83
c05	32494	224	31	0,13	7384	0,14482	1,6	1,37929	2,4	0,06907	1,8	0,67	872	13	880	14	901	36	97
c06	16751	169	16	0,17	28046	0,10183	2,0	0,86349	2,7	0,06150	1,8	0,75	625	12	632	13	657	38	95
c07	6672	62	7	0,76	11153	0,10697	2,2	0,90869	3,3	0,06161	2,4	0,67	655	14	656	16	660	52	99

c08	40725	62	22	0,28	34649	0,33830	1,8	5,59577	2,1	0,11997	1,1	0,86	1878	29	1915	18	1956	19	96
c09	42370	232	33	0,08	43081	0,14920	2,1	1,49289	2,4	0,07257	1,1	0,89	896	18	927	15	1002	23	89
c10	5305	52	6	0,84	7661	0,10843	2,3	0,92108	4,6	0,06161	4,0	0,50	664	15	663	23	661	86	100
c11	3965	38	4	0,63	6584	0,10482	1,5	0,89408	3,7	0,06186	3,4	0,40	643	9	649	18	669	73	96
c12	7643	57	9	0,77	11584	0,13877	1,9	1,29699	3,0	0,06778	2,3	0,62	838	15	844	17	862	49	97
c13	6276	74	9	1,62	10845	0,09573	2,5	0,79304	4,3	0,06008	3,5	0,57	589	14	593	20	606	76	97
c14	6425	39	8	1,68	9062	0,16755	2,7	1,67432	3,7	0,07248	2,6	0,71	999	25	999	24	999	53	100
c15	19818	166	18	0,07	28261	0,11220	3,8	1,11101	4,7	0,07182	2,6	0,82	685	25	759	25	981	54	70
c16	101082	113	38	0,19	64073	0,31599	1,6	7,05356	2,0	0,16190	1,2	0,81	1770	25	2118	18	2476	20	72
c17	27051	140	22	0,21	796	0,15646	2,2	1,51432	3,2	0,07020	2,3	0,69	937	19	936	20	934	48	100
c18	7366	46	9	1,01	10302	0,16864	3,1	1,70771	4,1	0,07345	2,6	0,76	1005	29	1011	26	1026	53	98
c19	17790	114	18	0,63	14259	0,14879	1,7	1,45883	2,2	0,07111	1,4	0,76	894	14	914	14	961	30	93
c20	8960	58	11	1,04	12712	0,16408	1,8	1,63717	3,9	0,07237	3,5	0,46	979	16	985	25	996	71	98
c21	130590	285	98	0,02	914	0,35020	2,7	5,97640	3,3	0,12377	2,0	0,79	1936	45	1972	30	2011	36	96
c22	12151	173	18	0,81	20911	0,09024	1,9	0,74064	2,6	0,05952	1,8	0,74	557	10	563	11	586	38	95
c23	4601	57	7	1,10	3010	0,10338	1,9	0,84358	3,4	0,05918	2,8	0,56	634	12	621	16	574	61	111
c24	83341	1221	106	0,07	1356	0,09255	2,5	0,76707	2,7	0,06011	1,0	0,93	571	14	578	12	608	22	94
c25	9722	75	15	1,34	13716	0,17178	2,6	1,71730	3,8	0,07250	2,7	0,69	1022	25	1015	25	1000	56	102
c26	41814	635	60	0,76	4002	0,08496	1,6	0,70970	2,2	0,06059	1,5	0,75	526	8	545	9	625	31	84
c27	21950	326	37	0,77	1557	0,10209	1,8	0,87500	2,2	0,06216	1,1	0,85	627	11	638	10	680	24	92
c28	82840	1605	120	0,24	2147	0,07640	2,3	0,60336	2,6	0,05728	1,3	0,86	475	10	479	10	502	29	95
c29	36262	312	60	1,12	30751	0,16728	1,8	1,71508	2,3	0,07436	1,3	0,81	997	17	1014	15	1051	27	95
c30	87735	198	59	1,07	1585	0,25534	6,7	4,97814	6,9	0,14140	1,7	0,97	1466	89	1816	60	2244	30	65
c31	29442	197	40	1,21	2391	0,16745	2,4	1,68097	3,0	0,07281	1,8	0,80	998	23	1001	19	1009	37	99
c32	7607	118	15	1,40	12911	0,09889	1,8	0,82449	2,5	0,06047	1,8	0,71	608	10	611	12	620	39	98
c33	2824	51	8	3,30	5423	0,09409	2,0	0,68808	4,3	0,05304	3,8	0,48	580	11	532	18	330	85	175
c34	11231	233	21	0,85	14893	0,07943	1,9	0,62422	2,6	0,05700	1,8	0,73	493	9	492	10	492	39	100
c35	34563	88	32	0,23	28233	0,36507	2,9	6,31406	3,2	0,12544	1,4	0,90	2006	50	2020	28	2035	25	99
c36	16888	178	31	1,07	6273	0,15428	2,4	1,57000	3,1	0,07381	1,9	0,78	925	21	958	19	1036	39	89
c37	13488	231	20	0,08	23272	0,08972	2,0	0,73594	2,6	0,05949	1,8	0,75	554	11	560	11	585	38	95
c38	63318	126	44	0,12	51848	0,35037	2,0	6,06059	2,3	0,12546	1,2	0,85	1936	33	1985	20	2035	22	95
c39	5418	40	8	1,47	7908	0,16837	2,4	1,72760	6,3	0,07442	5,8	0,39	1003	23	1019	41	1053	117	95
c40	10562	138	16	0,92	17748	0,10532	2,0	0,88842	2,7	0,06118	1,8	0,75	646	12	646	13	645	38	100
c41	9497	115	12	0,57	1341	0,10260	1,9	0,91636	3,8	0,06477	3,3	0,49	630	11	660	19	767	70	82

c42	15140	114	19	0,62	22245	0,15527	1,8	1,49683	2,6	0,06992	1,9	0,69	930	15	929	16	926	38	100
c43	5928	59	9	2,10	1455	0,10846	1,8	0,92881	6,3	0,06211	6,1	0,28	664	11	667	31	678	130	98
c44	6010	34	7	1,37	8261	0,17516	2,4	1,80450	3,4	0,07472	2,4	0,70	1040	23	1047	23	1061	49	98
c45	12121	94	17	1,32	17962	0,15477	1,7	1,48246	2,7	0,06947	2,2	0,61	928	14	923	17	913	44	102
c46	9908	15	6	0,87	8514	0,35801	1,9	5,90551	3,0	0,11964	2,3	0,65	1973	33	1962	26	1951	40	101
c47	4506	23	5	1,39	6246	0,17574	2,9	1,83087	5,4	0,07556	4,6	0,54	1044	28	1057	36	1083	91	96
c48	25310	44	20	1,88	22339	0,32355	1,7	5,19174	2,2	0,11638	1,3	0,79	1807	27	1851	19	1901	24	95
c49	9868	11	7	2,54	7500	0,38766	2,2	7,19638	3,1	0,13464	2,1	0,73	2112	41	2136	28	2159	37	98
c50	8489	47	9	1,11	12308	0,15027	1,9	1,46492	2,4	0,07070	1,5	0,79	902	16	916	15	949	31	95
c51	7885	76	9	0,72	13192	0,10665	1,7	0,90294	2,9	0,06140	2,4	0,58	653	10	653	14	653	51	100
c52	6631	27	7	1,43	9307	0,18814	2,3	1,93753	3,2	0,07469	2,2	0,73	1111	24	1094	22	1060	44	105
c53	11703	112	13	0,79	19829	0,10274	2,4	0,86062	2,9	0,06075	1,7	0,82	630	14	630	14	631	36	100
c54	5986	53	7	1,41	2538	0,10938	2,2	0,93454	3,1	0,06197	2,2	0,70	669	14	670	15	673	47	99
c55	18086	54	13	0,48	21313	0,21797	1,8	2,61265	3,1	0,08693	2,5	0,59	1271	21	1304	23	1359	48	94
c56	7000	64	7	0,36	11771	0,10018	2,4	0,83646	6,0	0,06056	5,5	0,40	615	14	617	28	624	119	99
c57	9721	67	8	0,38	15943	0,11480	2,1	0,99363	2,8	0,06278	1,9	0,75	701	14	701	14	701	40	100
c58	25971	121	22	1,08	36843	0,14335	3,0	1,43063	3,8	0,07238	2,3	0,79	864	24	902	23	997	47	87
c59	1941	7	2	2,01	1137	0,17556	2,7	2,01250	5,8	0,08314	5,1	0,47	1043	27	1120	40	1272	100	82
c60	204509	112	54	0,83	104673	0,38196	2,5	10,58334	2,8	0,20096	1,4	0,87	2085	44	2487	27	2834	22	74

^a within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/(²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206\text{Pb}/238\text{U}}/\text{err}^{207\text{Pb}/235\text{U}}$.

Taula 4: Dades U-Pb-Th dels zircons de la mostra RB-4, n = 147 de 170 grans de zircó mesurats (concordança 90-110 %), quarsita de la Fm Quarsita de Bar, Ordovicià superior, carretera de la Moixella, Sant Julià de Lòria, Andorra.

Name (spot)	²⁰⁷ Pb (cps)	U ^a (ppm)	Pb ^a (ppm)	Th ^c U	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb ^e ²³⁸ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^e ²³⁵ U	2σ (%)	²⁰⁷ Pb ^e ²⁰⁶ Pb	2σ (%)	Rho	²⁰⁶ Pb ²³⁸ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U	2σ (Ma)	²⁰⁷ Pb ²⁰⁶ Pb	2σ (Ma)	Conc (%)
a01	8419	47	6	0,53	3547	0,11123	1,7	0,99996	3,1	0,06520	2,7	0,54	680	11	704	16	781	56	87
a02	498184	383	124	0,85	12885	0,26409	5,3	6,12832	5,7	0,16830	2,2	0,92	1511	71	1994	51	2541	37	59
a03	197906	108	63	1,09	47633	0,46637	1,3	11,31098	1,5	0,17590	0,7	0,90	2468	28	2549	14	2615	11	94
a04	7407	27	6	1,22	3614	0,19056	2,0	1,91460	3,6	0,07287	3,1	0,54	1124	20	1086	25	1010	62	111
a05	6418	53	5	0,59	10954	0,10193	2,5	0,85163	3,4	0,06059	2,3	0,73	626	15	626	16	625	51	100
a06	45865	166	28	0,38	62382	0,16410	1,7	1,72050	2,0	0,07604	1,1	0,84	980	15	1016	13	1096	21	89
a07	465797	289	88	0,68	275814	0,23206	4,5	5,58561	4,7	0,17457	1,3	0,96	1345	55	1914	41	2602	21	52
a08	253404	151	77	0,51	149261	0,45174	1,4	10,94566	1,6	0,17573	0,8	0,86	2403	28	2519	15	2613	14	92
a09	345457	222	117	0,77	206998	0,44591	1,4	10,60327	1,5	0,17246	0,5	0,94	2377	28	2489	14	2582	9	92
a10	20986	87	16	0,79	29427	0,16419	1,4	1,67048	1,9	0,07379	1,3	0,73	980	13	997	12	1036	27	95
a11	11172	114	11	0,55	19124	0,09126	1,5	0,74194	2,1	0,05896	1,4	0,71	563	8	564	9	566	31	100
a12	20306	181	20	0,79	34127	0,10405	1,5	0,88403	2,1	0,06162	1,5	0,72	638	9	643	10	661	32	97
a13	19536	150	19	0,72	14480	0,11653	1,4	1,02696	2,0	0,06392	1,5	0,69	711	9	717	10	739	31	96
a14	31627	247	30	0,50	35904	0,11986	1,5	1,05336	1,8	0,06374	1,0	0,83	730	10	731	9	733	21	100
a15	15207	154	15	0,65	25615	0,09444	1,4	0,78085	2,0	0,05997	1,4	0,71	582	8	586	9	602	31	97
a16	14045	70	13	0,72	7533	0,16868	1,5	1,68837	2,0	0,07259	1,4	0,71	1005	14	1004	13	1003	29	100
a17	5327	55	5	0,03	9128	0,09778	1,8	0,81083	3,5	0,06014	3,0	0,52	601	11	603	16	609	65	99
a18	7181	74	8	0,39	12675	0,10444	1,6	0,88485	3,7	0,06145	3,3	0,45	640	10	644	18	655	70	98
a19	25687	16	14	3,89	14372	0,52240	1,5	13,32039	2,1	0,18493	1,4	0,75	2709	34	2703	20	2698	22	100
a20	19912	99	18	0,51	28002	0,17202	1,5	1,74696	2,1	0,07365	1,4	0,72	1023	14	1026	13	1032	29	99
a21	21781	224	26	0,45	36355	0,11405	1,4	0,97587	2,4	0,06206	1,9	0,60	696	9	691	12	676	40	103
a22	151522	105	60	0,72	82608	0,49465	1,5	12,68877	1,8	0,18605	1,0	0,85	2591	33	2657	17	2708	16	96
a23	143454	135	70	0,49	18855	0,46630	1,6	10,98775	1,7	0,17090	0,7	0,92	2467	33	2522	16	2566	12	96
a24	40001	80	29	0,49	36265	0,34380	1,6	5,45076	2,6	0,11499	2,1	0,59	1905	26	1893	23	1880	38	101
a25	17738	29	12	0,51	4969	0,37299	1,9	6,47642	2,3	0,12593	1,2	0,84	2043	34	2043	20	2042	22	100
a26	71314	98	46	0,85	52472	0,41056	1,9	7,95933	2,1	0,14060	0,9	0,91	2217	36	2226	19	2235	15	99
a27	16909	225	26	1,04	28705	0,10347	1,6	0,86727	2,4	0,06079	1,8	0,67	635	10	634	12	632	39	100
a28	6027	39	8	1,15	8528	0,17278	1,8	1,74355	3,3	0,07319	2,8	0,54	1027	17	1025	21	1019	56	101
a29	2611	18	3	0,72	3887	0,18812	2,5	1,79859	4,4	0,06934	3,6	0,58	1111	26	1045	29	909	74	122

a30	28758	70	31	1,62	4727	0,34179	1,5	5,43973	1,9	0,11543	1,2	0,78	1895	25	1891	17	1887	22	100
b01	42744	212	25	0,76	24254	0,10602	1,9	0,89769	2,0	0,06141	0,8	0,92	650	12	650	10	654	17	99
b02	29621	81	17	1,36	41606	0,16675	2,0	1,67340	2,3	0,07278	1,2	0,86	994	18	998	15	1008	24	99
b03	6887	34	4	1,27	5582	0,10010	1,9	0,84518	2,6	0,06124	1,7	0,75	615	11	622	12	648	37	95
b04	7791	38	4	0,07	12775	0,11406	1,8	0,97914	2,6	0,06226	1,8	0,71	696	12	693	13	683	39	102
b05	56450	296	30	0,56	47240	0,09669	2,0	0,80252	2,1	0,06020	0,8	0,93	595	11	598	10	611	17	97
b06	28818	99	12	1,13	39356	0,09561	3,5	0,93620	5,5	0,07102	4,3	0,63	589	19	671	27	958	88	61
b07	19626	85	12	1,27	31332	0,12022	2,0	1,06128	2,5	0,06402	1,4	0,83	732	14	734	13	742	29	99
b08	7650	19	5	3,27	2699	0,16883	2,4	1,70015	4,9	0,07304	4,3	0,48	1006	22	1009	32	1015	87	99
b09	10998	28	6	1,24	10847	0,17595	2,3	1,82563	2,9	0,07525	1,8	0,78	1045	22	1055	19	1075	37	97
b10	121570	51	29	0,93	5455	0,49066	2,5	11,54993	2,6	0,17072	0,8	0,96	2574	54	2569	25	2565	13	100
b11	26041	109	13	0,34	7885	0,12099	2,2	1,07984	2,6	0,06473	1,5	0,82	736	15	744	14	766	32	96
b12	43583	32	16	1,80	20493	0,35194	1,9	5,91846	2,1	0,12197	0,9	0,91	1944	33	1964	19	1985	16	98
b13	68191	375	42	0,38	87194	0,11154	1,8	0,93733	2,0	0,06095	0,8	0,91	682	12	671	10	637	18	107
b14	14292	71	8	0,41	3607	0,11213	2,1	0,96493	2,6	0,06241	1,5	0,82	685	14	686	13	688	31	100
b15	135799	951	79	0,27	205475	0,08505	2,1	0,65046	2,1	0,05547	0,5	0,97	526	10	509	9	431	11	122
b16	13307	73	8	0,52	22529	0,10056	2,1	0,83673	2,5	0,06034	1,4	0,83	618	12	617	12	616	31	100
b17	18084	61	10	0,84	26762	0,15055	2,0	1,43485	2,3	0,06912	1,2	0,85	904	17	904	14	902	25	100
b18	42978	115	23	0,81	59145	0,17693	1,8	1,81107	2,0	0,07424	0,8	0,92	1050	18	1049	13	1048	15	100
b19	36642	299	26	1,32	66744	0,07122	1,8	0,55101	2,0	0,05611	0,9	0,90	443	8	446	7	457	19	97
b20	86189	70	29	1,60	4954	0,35225	2,5	6,02621	2,6	0,12408	0,6	0,98	1945	42	1980	23	2016	10	97
b21	15632	109	9	0,30	27528	0,08679	2,0	0,69659	2,5	0,05821	1,5	0,80	537	11	537	11	538	33	100
b22	17910	50	9	0,69	828	0,15680	2,2	1,52631	3,7	0,07060	3,0	0,59	939	19	941	23	946	61	99
b23	21872	117	14	1,11	36020	0,10489	2,0	0,89660	2,3	0,06199	1,3	0,84	643	12	650	11	674	27	95
b24	50205	41	19	1,35	32762	0,37911	1,8	6,66400	2,0	0,12749	0,8	0,91	2072	32	2068	18	2064	15	100
b25	31589	91	19	0,95	43364	0,18840	1,9	1,96373	2,3	0,07560	1,4	0,81	1113	19	1103	16	1084	28	103
b26	8743	26	4	0,26	2615	0,16167	2,1	1,58931	3,1	0,07130	2,3	0,67	966	19	966	20	966	47	100
b27	250914	102	51	0,29	114458	0,46155	1,9	10,90993	2,1	0,17143	0,8	0,92	2446	40	2515	20	2572	14	95
b28	239007	98	51	0,23	140234	0,49026	2,1	11,83645	2,4	0,17510	1,3	0,85	2572	44	2592	23	2607	22	99
b29	2218	10	1	0,75	3791	0,12428	3,4	1,02269	5,8	0,05968	4,7	0,58	755	24	715	30	592	102	128
b30	8990	37	5	0,66	14341	0,13947	1,9	1,30679	3,8	0,06795	3,3	0,49	842	15	849	22	867	68	97
c01	7943	46	6	0,69	4891	0,11374	1,8	0,97571	2,7	0,06222	2,0	0,67	694	12	691	14	682	43	102
c02	26403	86	15	0,48	36763	0,17369	1,8	1,75401	2,2	0,07324	1,3	0,82	1032	18	1029	15	1021	26	101
c03	9100	27	6	0,91	12451	0,18001	2,1	1,85689	2,7	0,07482	1,7	0,78	1067	21	1066	18	1064	34	100

c04	48737	320	34	0,18	80480	0,10925	1,7	0,92321	2,1	0,06129	1,2	0,81	668	11	664	10	649	26	103
c05	1362909	1111	175	0,11	776	0,03237	2,1	7,74362	3,3	1,73509	2,6	0,63	205	4	2202	30	6001	35	3
c06	5968	28	4	0,86	7267	0,11733	2,2	1,16900	4,1	0,07226	3,4	0,55	715	15	786	23	993	70	72
c07	9896	63	8	1,18	16398	0,10865	1,9	0,92449	2,8	0,06171	2,1	0,68	665	12	665	14	664	45	100
c08	98680	84	33	0,25	76391	0,37875	2,1	6,90418	2,3	0,13221	0,9	0,93	2070	37	2099	20	2127	15	97
c09	217532	126	74	1,12	132640	0,47300	1,7	10,94322	1,8	0,16780	0,6	0,94	2497	35	2518	17	2536	10	98
c10	35553	188	21	0,27	58299	0,11237	1,8	0,96640	2,1	0,06237	1,1	0,85	686	12	687	11	687	24	100
c11	26870	223	25	0,38	39313	0,11116	2,2	0,95151	2,4	0,06208	0,9	0,93	679	14	679	12	677	19	100
c12	166741	83	53	1,14	93506	0,49579	2,4	12,47401	2,5	0,18248	0,7	0,96	2596	51	2641	23	2675	11	97
c13	215527	140	71	0,58	103136	0,44684	1,8	9,85316	2,0	0,15993	0,8	0,92	2381	36	2421	18	2455	13	97
c14	344220	207	118	0,88	83753	0,47582	1,8	10,83117	1,9	0,16509	0,7	0,94	2509	38	2509	18	2509	11	100
c15	23708	161	19	0,61	38531	0,11075	1,9	0,96145	2,2	0,06296	1,2	0,85	677	12	684	11	707	25	96
c16	37029	342	38	1,26	24017	0,09158	1,8	0,74464	2,1	0,05897	1,1	0,85	565	10	565	9	566	24	100
c17	47191	61	25	1,17	40765	0,32553	1,7	5,31419	1,9	0,11840	0,9	0,88	1817	26	1871	16	1932	16	94
c18	93782	153	42	0,25	85376	0,26790	1,9	4,14819	2,1	0,11230	0,9	0,91	1530	26	1664	17	1837	16	83
c19	272355	320	120	0,72	11910	0,33179	2,0	5,23021	2,1	0,11433	0,7	0,95	1847	32	1858	18	1869	12	99
c20	60472	468	45	0,12	68303	0,10149	1,7	0,85757	1,9	0,06128	0,8	0,91	623	10	629	9	649	17	96
c21	24328	153	19	0,20	38304	0,12797	2,0	1,14746	2,3	0,06503	1,2	0,85	776	14	776	13	775	25	100
c22	44528	216	43	1,34	62145	0,15988	1,7	1,61733	2,0	0,07337	0,9	0,88	956	15	977	12	1024	19	93
c23	21975	87	17	1,01	14305	0,16476	1,8	1,67309	2,1	0,07365	1,1	0,86	983	16	998	13	1032	21	95
c24	3809	31	4	1,35	6508	0,10908	1,8	0,89582	3,7	0,05956	3,2	0,48	667	11	649	18	588	70	114
c25	181067	130	73	0,68	110230	0,48291	3,1	11,26873	3,7	0,16924	2,0	0,84	2540	66	2546	35	2550	34	100
c26	19391	157	20	1,16	32246	0,10884	2,3	0,92378	2,6	0,06156	1,1	0,89	666	15	664	13	659	25	101
c27	178347	115	72	1,30	39310	0,48258	2,2	11,52077	2,3	0,17315	0,6	0,97	2538	47	2566	22	2588	10	98
c28	11967	68	12	1,23	18080	0,14054	1,7	1,30787	2,4	0,06749	1,6	0,72	848	14	849	14	853	34	99
c29	100461	122	57	1,37	81011	0,35961	1,7	6,28820	1,8	0,12682	0,6	0,95	1980	30	2017	16	2054	10	96
c30	87160	46	29	0,76	45505	0,52044	1,9	14,05563	2,1	0,19588	0,8	0,91	2701	42	2753	20	2792	14	97
c31	9736	58	9	1,08	8035	0,13406	1,8	1,22403	2,4	0,06622	1,6	0,75	811	14	812	13	813	33	100
c32	153096	209	91	1,12	35688	0,35047	2,2	5,95187	2,3	0,12317	0,7	0,95	1937	37	1969	20	2003	12	97
c33	31873	161	28	0,54	16256	0,16775	1,9	1,67829	2,1	0,07256	0,9	0,91	1000	18	1000	13	1002	18	100
c34	2878	20	3	0,82	2878	0,12946	2,1	1,17528	3,8	0,06584	3,2	0,55	785	16	789	21	801	66	98
c35	183524	163	81	0,51	21759	0,47131	1,9	11,55735	2,2	0,17785	1,1	0,88	2489	40	2569	21	2633	17	95
c36	19113	84	18	1,20	26571	0,17403	1,9	1,76367	2,4	0,07350	1,4	0,80	1034	18	1032	15	1028	29	101
c37	21014	135	18	0,41	32429	0,13236	1,9	1,21103	2,3	0,06636	1,2	0,85	801	15	806	13	818	25	98

c38	128376	163	69	0,97	45475	0,35331	1,9	6,16413	2,0	0,12654	0,8	0,93	1950	32	1999	18	2050	13	95
c39	226531	162	83	0,46	140731	0,46600	1,7	10,55128	1,8	0,16422	0,5	0,96	2466	36	2484	17	2500	9	99
c40	72244	82	34	1,04	60881	0,34703	1,9	5,80976	2,1	0,12142	0,8	0,92	1920	32	1948	18	1977	14	97
c41	21670	104	16	0,68	32461	0,14718	1,7	1,38578	2,1	0,06829	1,2	0,83	885	14	883	12	877	24	101
c42	18829	70	13	0,75	26331	0,16596	2,4	1,67044	2,9	0,07300	1,5	0,85	990	23	997	19	1014	31	98
c43	3291	15	2	0,62	5301	0,13761	2,2	1,20557	3,5	0,06354	2,7	0,63	831	17	803	19	726	57	114
c44	3330	25	4	2,24	6040	0,09931	2,0	0,76759	3,5	0,05606	2,9	0,56	610	11	578	16	455	64	134
c45	68620	28	16	0,54	39666	0,48648	2,0	11,90139	2,1	0,17743	0,7	0,95	2555	42	2597	20	2629	11	97
c46	37858	227	24	0,29	62730	0,10845	1,6	0,92310	1,9	0,06173	1,0	0,86	664	10	664	9	665	21	100
c47	3634	21	2	0,17	6294	0,11069	1,9	0,94803	6,2	0,06212	5,9	0,31	677	13	677	31	678	127	100
c48	26785	157	19	1,02	44804	0,10265	1,8	0,86616	2,3	0,06120	1,5	0,77	630	11	633	11	646	32	97
c49	5960	29	4	0,55	9586	0,11970	1,8	1,05084	3,0	0,06367	2,4	0,60	729	12	729	16	731	51	100
c50	29792	82	15	0,74	41648	0,16863	2,0	1,70076	2,2	0,07315	0,9	0,91	1005	19	1009	14	1018	18	99
c51	36235	48	11	0,42	31007	0,21553	2,9	3,53577	3,7	0,11898	2,3	0,78	1258	34	1535	30	1941	42	65
c52	96790	215	35	0,08	116916	0,17082	2,0	1,99407	2,1	0,08466	0,7	0,94	1017	19	1114	14	1308	15	78
c53	378469	162	84	0,53	211306	0,46191	1,8	10,49653	1,9	0,16481	0,6	0,96	2448	38	2480	18	2506	9	98
c54	46098	292	26	0,43	24081	0,08940	3,1	0,72600	3,3	0,05890	1,2	0,94	552	16	554	14	563	25	98
c55	112622	80	34	1,03	3603	0,36327	2,0	6,31148	2,2	0,12601	0,9	0,90	1998	34	2020	19	2043	17	98
c56	23798	71	11	0,61	5716	0,14591	1,7	1,40048	2,2	0,06962	1,3	0,81	878	14	889	13	917	26	96
c57	30630	80	16	1,22	42685	0,16867	1,8	1,68745	2,2	0,07256	1,3	0,82	1005	17	1004	14	1002	26	100
c58	9027	28	5	1,54	7381	0,13510	2,2	1,23516	3,1	0,06631	2,2	0,70	817	17	817	18	816	47	100
c59	26211	107	12	0,32	42934	0,10940	1,6	0,94202	1,9	0,06245	0,9	0,86	669	10	674	9	690	20	97
c60	60829	80	23	1,14	71384	0,23314	1,7	2,80304	1,9	0,08720	0,7	0,92	1351	21	1356	14	1365	14	99
d01	275984	159	79	0,59	162377	0,42745	2,0	10,24844	2,1	0,17389	0,6	0,96	2294	39	2457	20	2595	10	88
d02	31812	252	21	0,07	30759	0,09095	2,2	0,74455	2,4	0,05937	1,1	0,89	561	12	565	11	581	24	97
d03	32216	224	22	0,25	54626	0,09778	2,4	0,81206	2,5	0,06023	0,9	0,94	601	14	604	12	612	19	98
d04	117655	451	76	0,43	13107	0,16170	2,3	1,59980	2,5	0,07176	1,1	0,91	966	20	970	16	979	21	99
d05	43380	169	29	0,53	61720	0,15874	2,3	1,57211	2,5	0,07183	1,1	0,91	950	20	959	16	981	22	97
d06	4392	28	3	0,67	7022	0,11562	2,5	1,01053	3,2	0,06339	2,1	0,76	705	16	709	17	721	44	98
d07	3987	12	2	0,73	1447	0,18401	2,3	1,97341	3,9	0,07778	3,2	0,58	1089	23	1106	27	1141	64	95
d08	13873	150	12	0,61	25250	0,07242	2,4	0,56044	2,8	0,05613	1,5	0,85	451	10	452	10	457	33	99
d09	2929	10	2	0,97	487	0,13754	3,4	1,28983	15,7	0,06801	15,4	0,21	831	26	841	94	869	319	96
d10	52245	44	17	0,39	40212	0,36133	1,9	6,61947	2,1	0,13287	0,8	0,93	1988	33	2062	19	2136	14	93
d11	150165	852	90	0,32	1502	0,10204	3,4	0,91398	3,6	0,06496	1,2	0,94	626	20	659	18	773	25	81

d12	52837	274	47	1,05	79219	0,14611	2,2	1,37470	2,5	0,06824	1,2	0,88	879	18	878	15	876	25	100
d13	18159	142	16	1,61	671	0,08334	2,1	0,66575	3,4	0,05794	2,7	0,60	516	10	518	14	527	60	98
d14	39972	272	35	1,03	40821	0,10851	2,2	0,93860	2,4	0,06274	1,0	0,91	664	14	672	12	699	21	95
d15	22656	89	16	0,55	31723	0,16830	2,2	1,69229	2,6	0,07293	1,3	0,86	1003	21	1006	17	1012	27	99
d16	82896	89	37	0,96	69932	0,35080	2,3	5,86166	2,5	0,12119	1,0	0,92	1938	38	1956	22	1974	18	98
d17	205309	1773	146	0,01	26227	0,08913	7,5	0,77448	7,9	0,06302	2,7	0,94	550	40	582	36	709	57	78
d18	21372	99	16	0,72	31118	0,14506	2,6	1,39805	3,0	0,06990	1,4	0,87	873	21	888	18	925	30	94
d19	37468	181	28	0,88	56769	0,13400	2,0	1,24742	2,2	0,06752	0,9	0,91	811	16	822	13	854	19	95
d20	42793	508	34	0,13	66712	0,07090	2,1	0,54500	2,2	0,05575	0,9	0,92	442	9	442	8	443	20	100
d21	10379	37	7	0,74	14200	0,16962	2,0	1,74572	2,8	0,07464	2,0	0,70	1010	18	1026	18	1059	41	95
d22	12256	100	12	1,01	20586	0,09874	2,3	0,82871	2,7	0,06087	1,5	0,83	607	13	613	13	635	32	96
d23	20774	138	19	1,12	33421	0,11278	3,1	0,98833	3,4	0,06356	1,4	0,90	689	20	698	17	727	31	95
d24	39963	379	35	0,81	37363	0,08091	2,3	0,65177	2,4	0,05842	0,9	0,93	502	11	510	10	546	19	92
d25	11183	139	10	0,38	7181	0,07401	2,3	0,57320	2,9	0,05617	1,7	0,80	460	10	460	11	459	38	100
d26	86739	103	40	0,88	72349	0,32881	2,1	5,54275	2,2	0,12226	0,7	0,95	1833	34	1907	19	1989	13	92
d27	33861	164	34	1,41	47544	0,17080	2,1	1,72369	2,5	0,07319	1,3	0,85	1017	20	1017	16	1019	27	100
d28	27791	244	23	0,42	15241	0,09377	2,0	0,76709	2,3	0,05933	1,2	0,87	578	11	578	10	579	25	100
d29	18916	116	17	0,69	29250	0,13206	2,6	1,20378	3,0	0,06611	1,4	0,89	800	20	802	17	810	29	99
d30	138675	86	52	1,00	82246	0,49134	2,0	11,66737	2,1	0,17222	0,8	0,93	2576	42	2578	20	2579	13	100
d31	13662	99	11	0,39	22410	0,10718	2,5	0,91894	3,0	0,06218	1,5	0,85	656	16	662	14	680	33	96
d32	68140	332	56	0,74	98615	0,15111	2,5	1,47092	2,7	0,07060	0,9	0,94	907	21	919	16	946	18	96
d33	83215	180	43	0,67	18439	0,20701	2,1	3,06505	2,2	0,10738	0,8	0,93	1213	23	1424	17	1755	15	69
d34	10157	40	7	0,41	13980	0,17860	2,0	1,82140	2,5	0,07396	1,5	0,80	1059	20	1053	17	1041	30	102
d35	16192	120	11	0,00	26839	0,10357	2,1	0,87793	2,4	0,06148	1,3	0,85	635	12	640	11	656	27	97
d36	175340	1986	162	0,01	28793	0,08894	3,6	0,72596	3,9	0,05920	1,4	0,93	549	19	554	17	574	31	96
d37	14204	80	13	0,91	8174	0,14096	2,2	1,32163	2,6	0,06800	1,4	0,83	850	17	855	15	869	30	98
d38	57789	346	41	0,44	22152	0,11600	2,4	1,00921	2,6	0,06310	1,0	0,91	708	16	708	13	712	22	99
d39	111770	106	42	0,63	89197	0,35336	2,0	6,24132	2,2	0,12810	0,8	0,93	1951	34	2010	19	2072	14	94
d40	77740	57	35	1,91	10131	0,44161	2,4	9,17651	3,1	0,15071	2,0	0,77	2358	48	2356	29	2354	34	100
d41	67128	580	45	0,23	116810	0,07980	2,2	0,64607	2,4	0,05872	1,0	0,91	495	10	506	10	557	21	89
d42	23692	175	16	0,41	40838	0,08865	2,0	0,72468	2,3	0,05929	1,0	0,89	548	11	553	10	578	22	95
d43	5140	28	3	0,42	8372	0,10891	2,1	0,94055	3,4	0,06263	2,6	0,62	666	13	673	17	696	56	96
d44	113546	101	45	1,35	97696	0,34683	2,3	5,64282	2,5	0,11800	1,0	0,91	1919	37	1923	22	1926	18	100
d45	19296	101	11	0,41	31907	0,10888	2,2	0,92630	2,7	0,06170	1,5	0,83	666	14	666	13	664	32	100

d46	21591	106	12	0,68	18309	0,10787	2,3	0,93021	2,6	0,06254	1,2	0,88	660	15	668	13	693	26	95
d47	50625	331	26	0,27	87994	0,07930	2,1	0,64161	2,3	0,05868	1,0	0,91	492	10	503	9	555	22	89
d48	5593	14	3	1,03	1315	0,16693	2,5	1,67699	3,7	0,07286	2,8	0,67	995	23	1000	24	1010	56	99
d49	31278	23	9	0,71	26577	0,35233	2,5	5,83448	2,7	0,12010	1,0	0,93	1946	43	1952	24	1958	18	99
d50	95900	46	21	0,82	34965	0,38795	2,2	7,39065	2,3	0,13817	0,6	0,96	2113	39	2160	20	2204	11	96

^a within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/(²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}/\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.