

UNIVERSITAT DE BARCELONA

Metodologies de reconstrucció i modelització 3D d'estructures geològiques: anticlinal de Sant Corneli - Bóixols (Pirineus centrals)

Joana Mencos Bellpuig



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència <u>Reconeixement- NoComercial –</u> <u>SenseObraDerivada 4.0. Espanya de Creative Commons.</u>

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia <u>*Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada*</u> <u>4.0. España de Creative Commons.</u>

This doctoral thesis is licensed under the <u>Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 4.0. Spain License.</u>



Metodologies de reconstrucció i modelització 3D d'estructures geològiques: anticlinal de Sant Corneli - Bóixols (Pirineus centrals)

Memòria presentada per

Joana Mencos Bellpuig

per optar al grau de doctora en geologia.

Aquesta memòria ha estat realitzada dins del programa de doctorat d'Exploració, anàlisi i modelització de conques i sistemes orogènics, sota la direcció del **Dr. Josep Anton Muñoz de la Fuente**.

Joana Mencos Bellpuig

Barcelona, Novembre de 2010

Dr. Josep Anton Muñoz de la Fuente

Aquesta Tesi s'ha desenvolupat en el *Grup de recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques* (esponsoritzat per la Generalitat de Catalunya; referència 2005 SGR-000397) i a l'*Institut de Recerca* GEOMODELS (esponsoritzat per la Generalitat de Catalunya i l'*Instituto Geológico y Minero de España*) gràcies a la beca predoctoral AP-2004-1824, otorgada pel *Ministerio de Educación y Ciencia*, i en el marc dels projectes de recerca CGL20004-05816-C02-012 BTE (MEC), CGL2007-66431-C02-01BTE (MCI) i FBG 303938 (Statoil).

A en Roger

Agraïments

L'anticlinal de Sant Corneli i jo tenim una història que comença a ser llarga, ja des de l'últim tram de la llicenciatura, quan em van proposar de fer-hi el treball de final de carrera. Resulta que allò que va començar com un treball de final de carrera motivador i emocionant, ha acabat esdevenint la Tesi que ara es presenta. Pel camí he après a entendre aquesta estructura, he admirat els seus paisatges, tant bonics i a vegades tant oblidats, i he crescut (molt, i en molts aspectes).

M'agradaria agraïr en primer lloc al Josep Anton, director d'aquesta Tesi, l'acompanyament al llarg d'aquest camí, les hores, les idees i la feina dedicades a aquest projecte i a mi, la il·lusió viva i constant per la geologia, i per descobrir-me els Pirineus des del principi, des d'Estructural.

També m'agradaria agraïr a totes les persones que han treballat aquesta zona, abans que jo i amb mi, i m'han traspassat gratuïtament aquest coneixement: a en Pau, per explicar-me incansable el Grup Areny i per les classes particulars d'estratigrafia i de sistemes sedimentaris a qualsevol hora; a la Núria, per les jornades de camp, les idees, els consells... i per estar amb mi, colze amb colze, abans durant i després dels mapes, des del principi i fins al final finalíssim; a l'Stefano i al Jordi, per ensenyar-me a mesurar falles i a mirar el Sant Corneli des d'una altra perspectiva; A l'Eduard, per la feina feta i els consells sobre la interpretació sísmica (i geologia en general); A en Xavier Berástegui, que juntament amb l'Anton em van introduïr al Sant Corneli per primera vegada; a l'Stuart, per introduïr-me a la modelització numèrica.

Al Departament de Geodinàmica i Geofísica, per l'acolliment i el tracte que doneu a tots els que correm pels passadissos, l'atenció i les portes obertes; a la gent de Geomodels, per donar el suport i l'estructura, en especial a la Teresa, sort n'he tingut en tants moments!

A tots els que us heu sumat a aquesta Tesi aportant el vostre gra de sorra tant important: les fotos fantàsticament retocades i les mil respostes de gocad de l'Oscar (company de taula amb paciència infinita), els dubtes paleontològics, salins o com es diguin que m'ha resolt l'Oriol, les equacions vàries i el move solucionats per en Jordi, la bibliografia buscada i revisada per la Bet, els MDTs de la Berta, les baralles amb la transformació a profunditat dels trons amb la Mireia (i tantes altres coses), les idees i l'acompanyament del Daniel (ara en la distància), les correccions de l'anglès i els dubtes generals que han trobat la resposta d'en Pablo, els consells i les correccions de la intro de la Pati, els sondatges de l'Anna... i tots els que em deixo, per "despiste" i per les presses, moltes gràcies!

Al Departament de Matemàtica Aplicada de la UAB i en especial a la Mercè Farré i en Joan Escalante, per tirar endavant el Geocluster.

Becaris, ex-becaris i no-becaris, que ens recolzem i ens fem companyia dins i fora dels despatxos, que sempre doneu ànims i escalfor: Núria Carrera, Stefano Tavani, Oriol Ferrer, Pau Arbués, Ylènia Almar, Berta López, Oscar Gratacós, Daniel Bello, Cristina Biete, Marco Snidero, Pablo Martínez, Mireia Butillé, Jordi Bausà, Marc Rubinat, Oskar Vidal, Anna Quintà, Diego Iaffa, Bahman Soleimany, Manoel Valcárcel, Elisenda Costa, Miquel Àngel Marín, Oriol Rosell, David Garcia, Patricia Cabello, Ester Falgàs, Ana Carmona, Marta Guinau, Armand Hernández, Ángel Rodés, Maria Ortuño, Gemma Labraña, Miquel Coll, Eloi Carola. Torno a repetir, potser em deixo algú, però us sé a tots aprop.

Als Tragapans i gent de la facu, sense vosaltres no hauria estat el mateix!! Prepareu-vos tragapans de la terra... alguna cosa s'acosta!

A la gent de l'Empordà, que m'han conegut en plena tempesta i m'han acollit tant bé.

A la Ruth, incitadora del "continent" d'aquesta Tesi, inductora al LATEX

Als tant propers, Zora, Falset, Nuri, Vio, Raül, Lorena, Miki, Pepe, Osito... per estar aquí i allà sempre i en tot moment.

A la meva família: els meus pares, motor i orígen, pel suport i la paciència; el meu germà Gerard, per ser meravellós i mirar sempre endavant; les meves àvies Lolita i M^a Isidra, per l'exemple i l'experiència; els meus avis Casimir i Carlos, d'on vinc; el clan Mencos i el clan Bellpuig, el meu coixí. A la meva família d'acollida (Tuni, Santi, Pepita, Oriol, Neus, Enric i Chelo), per obrir-me les portes des del dia 1, per mimar-me i recolzarme sempre.

I deixeu-me picar l'ullet als meus bitxos, que m'han acompanyat tant, i tant d'aprop, i m'han ajudat a seguir un horari mínimament raonable: Torb, Era, Pana, Che i Tica.

I per últim i primer, gràcies Roger, el pal del meu paller.

Índex

1	Intr	oduce	ió	1		
	1.1	Motiv	ació i objectius	1		
	1.2	Conte	xt geològic regional	8		
2	Estratigrafia					
	2.1 Introducció					
	2.2	Unitat	ts Estratigràfiques	13		
		2.2.1	Registre preextensiu: el Triàsic i el Juràssic	13		
		2.2.2	Registre sinextensiu: el Cretaci Inferior	18		
		2.2.3	Registre postextensiu previ al desenvolupament de l'anticlinal de Sant Corneli: del			
			Cenomanià superior al Santonià inferior	26		
		2.2.4	Registre sinplegament: del Santonià Superior al Maastrichtià	45		
		2.2.5	Registre tardi-postplegament: del Maastrichtià terminal a l'Eocè	66		
3	Dades de superfície i descripció de l'estructura					
	3.1	3.1 Introducció				
	3.2	Anticlinal de Sant Corneli - Bóixols		71		
		3.2.1	Sector Bóixols - Collada del Trumfo (anticlinal de Bóixols)	71		
		3.2.2	Sector Collada del Trumfo - Noguera Pallaresa (anticlinal de Sant Corneli) $\ \ldots$.	74		
		3.2.3	Sector Noguera Pallaresa - Serra de Gurp	80		
	3.3	Relaci	ó entre l'anticlinal de Sant Corneli i els sediments sinorogènic s $\ \ldots\ \ldots\ \ldots\ \ldots\ \ldots$	85		
	3.4	Altres	estructures significatives	88		
		3.4.1	El sinclinal de Santa Fe	88		
		3.4.2	L'antiforme de Boumort	88		
		3.4.3	L'anticlinal d'Isona	89		
4	Dades de Subsòl					
	4.1	Introd	ucció	93		
		4.1.1	Sísmica de reflexió 2D	93		

4.2 Correlació dels sondatzes	
4.3 Interpretació sísmica	
4.4 Conversió de la interpretació símica a profunditat	
5 Metodologia 3D	133
5.1 Introducció	
5.2 Reconstrucció 3D a partir de dades de superfície	
5.2.1 Adquisició de dades	
5.2.2 Digitalització 3D	
5.2.3 Definició del Model Geomètric	
5.2.4 Construcció de superfícies 3D	
5.3 Reconstrucció 3D a partir de dades de subsòl	
5.3.1 Digitalització 3D	
5.3.2 Definició del Model Geomètric	
5.3.3 Construcció de superfícies en 3D	
5.4 Restitució 3D	
6 Resultats de la reconstrucció 3D	161
6.1 Introducció	
6.2 Estructures i horitzons a la base del model geològic 3D	
6.3 Estructura de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i el mantell d	e Bóixols
6.3.1 Estructura a l'est de la Noguera Pallaresa	
6.3.2 Estructura a l'oest de la Noguera Pallaresa	
6.3.3 Estructura a la Noguera Pallaresa	
$6.3.4 {\rm Reconstrucció} \ {\rm de} \ {\rm la} \ {\rm serie} \ {\rm sinorogenica:} \ {\rm el} \ {\rm Grup} \ {\rm Areny} .$	
6.3.5 Estructura de la conca de Tremp	
7 Modelització Numèrica	197
7.1 Introducció	
7.2 Modelització numèrica mitjançant diferències finites	
7.3~Simulació d'exemples reals mitjançant modelització numèrica $~$.	
7.4 Aplicació a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols	
7.4.1 Elecció dels paràmetres de la malla de models numèrics	
749 Apòlici de regultata L'apòlici dels efectos de codo porònes	re sobre el model numèric . 215
1.4.2 Analisi de resultats 1: analisi dels electes de cada parame	
7.4.2Anàlisi de resultats II: combinacions de paràmetres i efec7.4.3Anàlisi de resultats II: combinacions de paràmetres i efec	tes sobre el model numèric . 230
 7.4.2 Anàlisi de resultats II: combinacions de paràmetres i efec 7.5 Anàlisi de resultats III: Comparació amb l'anticlinal de Sant Cor 	tes sobre el model numèric . 230 neli - Bóixols 234
 7.4.2 Analisi de resultats II: combinacions de paràmetres i efec 7.5 Anàlisi de resultats III: Comparació amb l'anticlinal de Sant Cor 7.5.1 Configuració geomètrica inicial	tes sobre el model numèric . 230 neli - Bóixols 234

		7.5.3	Factor D_{max}/L	235		
		7.5.4	Propagació lateral	237		
		7.5.5	$Perfil \ desplaçament/longitud \ \ \ldots $	237		
		7.5.6	Estructura interna de la sèrie sintectònica	239		
8	Dise	Discussió de resultats i Conclusions 24				
8.1 Dicussió sobre la metodologia aplicada				243		
	8.2	Estruc	ctura i evolució de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i estructures associades	247		
		8.2.1	Geometria del sistema de falles extensives del Cretaci Inferior	247		
		8.2.2	Control paleogeogràfic del sistema de falles extensives sobre els cinturons de fàcies del			
			Santonià inferior	248		
		8.2.3	Geometria del sistema compressiu del Cretaci Superior i relació amb el sistema extensiu	1252		
		8.2.4	Geometria del Grup Areny i relació amb l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols	255		
		8.2.5	Evolució estructural	258		
8.3 Conclusions i treballs futurs				263		
Bi	bliog	grafia		265		
A	Car	tograf	ia geològica de detall	279		
A B	Car Dad	tograf les de	ia geològica de detall subsòl	279 283		
A B	Car Dac B.1	r tograf les de Taules	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges	 279 283 283 		
A B	Car Dad B.1 B.2	tograf les de Taules Sonda	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges	 279 283 283 287 		
A B	Car Dad B.1 B.2 B.3	tograf les de Taules Sonda Interp	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges	 279 283 283 287 301 		
A B C	Car Dad B.1 B.2 B.3 Aut	rtograf les de Taules Sonda Interp	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges	 279 283 283 287 301 351 		
A B C	Car Dad B.1 B.2 B.3 Aut C.1	tograf des de Taules Sonda Interp tomati A mol	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges	 279 283 283 287 301 351 		
A B C	Car Dad B.1 B.2 B.3 Aut C.1	tograf des de Taules Sonda Interp tomati A mol C.1.1	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges tges tges retació sísmica tració del mètode dels dominis d'orientació: Programa Geocluster bile grid clustering algorithm with spherical corrections Introduction and objectives	 279 283 283 287 301 351 351 		
A B C	Car Dad B.1 B.2 B.3 Aut C.1	tograf des de Taules Sonda Interp tomati A mol C.1.1 C.1.2	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges tges tges retació sísmica tzació del mètode dels dominis d'orientació: Programa Geocluster bile grid clustering algorithm with spherical corrections Introduction and objectives The algorithm	 279 283 283 287 301 351 351 352 		
A B C	Car Dad B.1 B.2 B.3 Aut C.1	tograf les de Taules Sonda Interp tomati A mol C.1.1 C.1.2 C.1.3	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges	 279 283 283 287 301 351 351 352 355 		
A B C	Car Dad B.1 B.2 B.3 Aut C.1	tograf les de Taules Sonda Interp tomati A mol C.1.1 C.1.2 C.1.3 C.1.4	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges	 279 283 283 287 301 351 351 352 355 363 		
A B C	Car Dad B.1 B.2 B.3 Aut C.1	tograf des de Taules Sonda Interp tomati A mol C.1.1 C.1.2 C.1.3 C.1.4 icle: T	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges	279 283 283 287 301 351 351 352 355 363		
A B C	Car Dad B.1 B.2 B.3 Aut C.1 Art neli	tograf les de Taules Sonda Interp tomati A mol C.1.1 C.1.2 C.1.3 C.1.4 icle: T anticl	ia geològica de detall subsòl s amb informació addicional de sísmica i sondatges	 279 283 287 301 351 351 352 363 373 		

CAPÍTOL 1

Introducció

1.1 Motivació i objectius

L'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols és una estructura de primer ordre als Pirineus Centrals i, al llarg del temps, una multitud d'investigadors i professionals del camp de la geologia i ciències afins l'han trepitjat per estudiar-lo i descriure les seves característiques principals. L'evolució i modelat dels Pirineus han acabat exposant aquesta estructura de manera privilegiada i permeten observar, en una àrea relativament reduïda, una de les etapes claus del desenvolupament de l'orogen: l'inici de l'estructuració alpina a la regió, superposada a les conques extensives relacionades amb la obertura del Golf de Biscaia. Aquest context ha condicionat la geometria i evolució de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, donant lloc a una estructura complexa amb una manifesta component tridimensional. El seu estudi suposa un repte tant des d'un punt de vista metodològic com de geologia estructural.

El Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (GGAC) i l'Institut de Recerca GEOMODELS han desenvolupat en els darrers anys una metodologia de reconstrucció de cossos geològics en 3D que integra coneixements i tècniques de diversos àmbits de la geologia, desde la modelització estructural i de reservoris, a la modelització dels diversos processos que hi tenen lloc.

En aquest context, la present Tesi té dues motivacions principals: d'una banda, l'estudi detallat d'aquest anticlinal i de la influència que les estructures extensives preesxistents han exercit en la seva evolució i geometria final. D'altra banda, l'aplicació i combinació de diverses tècniques per a la reconstrucció 3D d'estructures geològiques a partir de dades de superfície i de subsòl, així com la integració de la modelització numèrica per comprendre els factors que han influenciat en el desenvolupament d'aquesta estructura.

L'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols

Les característiques, evolució i significació de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, propicien que aquesta estructura constitueixi un centre d'interès desde diferents perspectives i per motius diversos. En primer lloc, el grau d'exposició d'aquesta estructura i la qualitat òptima dels seus afloraments, permeten caracteritzar en detall la seva geometria en superfície i dónen peu a l'aplicació i optimització de metodologies de reconstrucció 3D basades en dades de camp. A més, a través de la reconstrucció 3D, les variacions geomètriques que presenta aquesta estructura i que estan relacionades amb la seva evolució i el context en el qual es va desenvolupar, es poden estudiar amb molt de detall.

En segon lloc, la disponibilitat d'informació de subsòl a l'àrea d'estudi (sondatges i perfils de sísmica de reflexió 2D), permeten restringir la geometria de les estructures en profunditat. Malauradament, la qualitat d'aquesta informació no és òptima i, per tant, no és viable efectuar una reconstrucció 3D únicament a partir de dades de subsòl. En canvi, aquest mateix fet afavoreix la integració de tècniques de modelització numèrica en el flux de la reconstrucció 3D, ja que permet investigar la relació entre les estructures en superfície i en el subsòl. D'aquesta manera, les dues fonts d'informació (superfície i subsòl) es complementen per millorar la reconstrucció estructural. Així mateix, la modelització numèrica restringeix les hipòtesis sobre l'evolució de l'estructura i alguns paràmetres clau en el seu desenvolupament.

En tercer lloc, la reconstrucció estructural aporta informació rellevant per restringir l'evolució d'aquest sector dels Pirineus, així com la influència d'estructures preexistents en el desenvolupament d'aquest anticlinal. En aquest sentit, aquest anticlinal, que es desenvolupa als marges d'una conca extensiva que s'ha invertit i que posteriorment és transportada sobre un encavalcament d'extensió i desplaçament kilomètrics, combina geometries típiques d'inversió amb altres de tectònica de cobertora, tant a nivell pre- com sintectònic. Per aquest motiu, és un anàleg excel·lent per utilitzar en contextos similars en altres orògens, menys estudiats o menys accessibles.

Per últim, a escala local, la reconstrucció estructural i la consolidació del coneixement sobre l'evolució tectònica de tota la regió, permeten millorar l'estat actual del coneixement a la zona d'estudi, tant a nivell estructural com de l'impacte que ha tingut l'evolució de l'estructura sobre els sistemes deposicionals en diferents estadis del seu desenvolupament. En aquest sentit, planteja les bases per a futures accions, com per exemple la modelització de fàcies o de processos sedimentaris.

Estat actual de les Metodologies 3D per a l'estudi d'estructures geològiques

Històricament, la caracterització d'estructures geològiques s'havia basat en l'establiment de models geomètrics i cinemàtics en dues dimensions, normalment paral·lels a la direcció de transport (SUPPE, 1983; SUPPE i MEDWEDEFF, 1990; ERSLEV, 1991; MITRA, 2002). En els darrers vint anys, el desenvolupament de tècniques d'adquisició, anàlisi, modelització i visualització de dades en 3D va obrir la possibilitat d'estudiar la geometria i evolució de les estructures geològiques en tres dimensions (WILKERSON *et al.*, 1991; MEDWEDEFF, 1992; ROWAN, 1997; ROWAN i LINARES, 2000; APOTRIA i WILKERSON, 2002; HUSSON i MUGNIER, 2003; MORLEY, 2007; BAK HANSEN *et al.*, 2007; CAUMON *et al.*, 2007). En aquest context neix la metodologia desenvolupada pel GGAC i GEOMODELS, exposada a la Tesi de FERNÁNDEZ (2004) i en els articles derivats d'aquesta investigació (FERNÁNDEZ *et al.*, 2004; FERNÁNDEZ, 2005).

Darrerament hi ha hagut una proliferació de literatura relacionada amb aquest tema, paral·lelament a la

diversificació i evolució del programari informàtic especialitzat en 3D (vegeu ZANCHI *et al.*, 2009*a*, i articles dins el mateix volum), que justifiquen un breu repàs de l'estat actual del coneixement respecte aquesta matèria. Els dos fenòmens esmentats reflexen que en el camp de la geologia i ciències annexes, els mètodes 3D estan en fase d'expansió i, en alguns àmbits, en fase de consolidació.

Així mateix, els camps d'aplicació d'aquests mètodes han tingut una diversificació notable. Mentre que en origen estaven lligats sobretot a l'exploració/extracció de recursos estratègics, especialment hidrocarburs (HENNINGS *et al.*, 2000; DE DONATIS, 2001; GALERA *et al.*, 2003; MANDUJANO i KEPPIE, 2006), actualment els camps d'aplicació s'estan ampliant a altres recursos estratègics com ara mineria o hidrogeologia (LE CAR-LIER DE VESLUD *et al.*, 2009; FELTRIN *et al.*, 2009; TONINI *et al.*, 2009), emmagatzematge estratègic en antics reservoris (KAUFMANN i MARTIN, 2009), obra pública (BISTACCHI *et al.*, 2008), estudis d'impacte ambiental (WYCISK *et al.*, 2009), gestió territorial (HOWARD *et al.*, 2009), etc.

El fet de que els mètodes 3D estiguéssin vinculats a un camp restringit de la geologia, implicava un tipus de dades de partida i uns contextos geològics determinats. Avui dia, la diversificació dels camps d'aplicació ve acompanyada de noves fonts d'informació i nous contextos geològics. Pel que fa a les dades, a la informació geofísica de subsòl i dades de camp s'hi afegeixen altres fonts com ara fotogrametria, models digitals d'alta resolució amb làser, georadar, etc. (JONES *et al.*, 2009). Pel que fa als contextos, s'ha convertit en objectiu qualsevol àrea vinculada a l'estudi del terreny. Cada vegada més, l'estudi del terreny i les seves característiques en tres dimensions és una necessitat i, fins i tot, una exigència, donades les possibilitats que ens brinda l'evolució (i la revolució) de les tècniques d'adquisició de dades i de les tecnologies informàtiques i de computació.

Segons FERNÁNDEZ (2004) els mètodes existents de reconstrucció d'estructures geològiques en 3D es poden dividir en tres grups segons si són: a) mètodes basats en talls geològics, b) mètodes basats en la interpolació no guiada de dades disperses, o c) mètodes basats en la interpolació i extrapolació de dades amb restriccions geològiques.

Aquesta classificació s'amplia si es té en compte la diversificació de mètodes que està tenint lloc en l'actualitat (figura 1.1). Els mètodes que es poden incloure en qualsevol dels tres grups esmentats anteriorment impliquen una reconstrucció de naturalesa **determinística**. És a dir, en la definició del model 3D no s'incorpora de forma quantitativa el grau d'incertesa associat a les variables d'entrada (una dada = un valor). Tot i que s'accepta que aquesta incertesa existeix i s'ha de tenir en compte per assegurar la confiança del model 3D final (vegeu FERNÁNDEZ, 2004, pàgina 105), en la majoria dels casos l'error associat a la reconstrucció s'avalua de forma qualitativa i/o a posteriori (BISTACCHI *et al.*, 2008). Per contra, existeixen els mètodes **probabilístics** o **estocàstics**, els quals assumeixen que l'estructura geològica del subsòl no es pot conèixer de forma unívoca, per tant tota la informació està subjecta a una incertesa que és quantificable i influeix en el procés i el resultat final de la reconstrucció 3D. D'aquesta manera, la reconstrucció 3D final està formada per una previsió de la localització/geometria de les interfases geològiques i la probabilitat de que sigui així. Aquest tipus de mètodes estan especialment orientats a la modelització de fàcies, però cada vegada més s'apliquen també a la reconstrucció de les superfícies geològiques que les limiten (MACDONALD



i TOLLESFRUD, 2008). Efectivament, la capacitat de sistematitzar la incertesa associada a les reconstruccions estructurals mitjançant l'aplicació de conceptes geoestadístics, està començant a captar l'atenció de la comunitat científica (CAUMON, 2010).

Dins els mètodes determinístics, existeixen dues aproximacions possibles segons si la reconstrucció està basada en superfícies (explícita) o en volums (implícita, CAUMON *et al.*, 2007), figura 1.1. En el context de la reconstrucció 3D, els mètodes explícits consisteixen en la definició de les superfícies geològiques en termes de z = f(x, y). És a dir, la superfície es defineix pels seus propis elements i la seva organització en l'espai (COWAN *et al.*, 2003). L'esforç principal en els mètodes explícits consisteix en identificar les regles que governen la interacció entre les dades de partida. És a dir, com es relacionen aquestes dades entre si, tant a nivell intra- com intersuperficial (GROSHONG, 2006).

La manera en com es relacionen les dades d'entrada entre si, es basa en l'establiment de certes regles geomètriques que acostumen a recolzar-se en els models 2D clàssics d'estructures geològiques, transferits a tres dimensions. Un dels procediments inicalment més emprats per fer aquesta transferència és la utilització de talls seriats (MEDWEDEFF, 1992; HENNINGS et al., 2000; GALERA et al., 2003; BISTACCHI et al., 2008; SUSINI i DE DONATIS, 2009; ZANCHI et al., 2009b; TONINI et al., 2009), figura 1.1. Aquesta aproximació assegura la incorporació de restriccions geològiques **dins** el pla de tall, però no **entre** talls. La projecció de la informació entre els talls pot ser lineal (GALERA et al., 2003) o bé a partir d'algoritmes d'interpolació automàtics (NURBS –*Non Uniform Rational B-splines*-, DSI –*Discrete Smooth Interpolation*-, etc, vegeu BISTACCHI et al., 2008; SUSINI i DE DONATIS, 2009; ZANCHI et al., 2009b; TONINI et al., 2009). Aquest procediment pot conduïr a una prolongació excessiva de les estructures geològiques, si l'espaiat entre els talls no té en compte les variacions longitudinals de les mateixes (FERNÁNDEZ, 2004; CARRERA et al., 2009b). A més, aquestes tècniques afavoreixen l'acumulació d'incertesa en cada un dels passos previs a la generació del model 3D final. Alternativament, es poden emprar talls en diverses direccions respecte a les estructures (perpendiculars, longitudinals i oblics), formant una malla que minimitza els graus de llibertat en la interpolació posterior (LE CARLIER DE VESLUD et al., 2009).

Un altre dels procediments basats en superfícies utilitzats habitualment, és la interpolació de núvols de punts i/o línies (fent servir *kriging*, DSI, etc.). Les dades d'entrada poden ser mapes de contorns (BERGBAUER i POLLARD, 2003; MYNATT *et al.*, 2007), una línia de contorn tancada i dades puntuals de posició (KAUFMANN i MARTIN, 2009), formes geomètriques complexes (p. ex. corbes de Bézier, *B-splines* o NURBs, vegeu DE KEMP, 2000, 2003; SPRAGUE i DE KEMP, 2005; PATON *et al.*, 2007), etc. Els mecanismes d'interpolació utilitzats poden permetre la incorporació local de restriccions geològiques (PATON *et al.*, 2007). La majoria de tècniques automàtiques d'interpolació (sigui amb criteri geològic o no) requereixen que les dades pertanyin a una mateixa superfície, requeriment que generalment no es complirà quan les dades de partida no són contínues (cartografia de camp, dades de sondatges, sísmica 2D, etc.). En aquests casos, és necessari projectar les dades sobre l'horitzó a reconstruïr per tal d'assegurar la optimització de la informació, i aquest pas no sempre és trivial (HUSSON i MUGNIER, 2003).

Finalment, les reconstruccions 3D basades en superfícies poden utilitzar models geomètrics tridimensio-

nals (figura 1.1). Aquestes aproximacions, semi-automàtiques, es basen en la utilització de tota la informació disponible per generar un model geomètric de les estructures a reconstruïr, que permeti la projecció de les dades, bé estratigràfica (HUSSON i MUGNIER, 2003) o bé longitudinal al llarg de l'estructura (CARRERA et al., 2009b). Aquest model geomètric assegura la incorporació de tota la informació disponible, tracta les dades en la seva posició original en l'espai 3D, evita interpretacions intermitges damunt de seccions bidimensionals i incorpora criteris geològics en la manipulació de les dades. Dins aquest grup se situa la metodologia de reconstrucció 3D desenvolupada al GGAC-GEOMODELS. Aquest tipus d'aproximacions acostumen a utilitzar algun mètode d'interpolació convencional en l'estadi final de reconstrucció per generar les superfícies 3D a partir del model geomètric. Les dades de partida per a la interpolació poden ser núvols de punts (HUSSON i MUGNIER, 2003), contorns estructurals (FERNÁNDEZ, 2004; CARRERA et al., 2009b) o fragments representatius de superfícies (SNIDERO et al., acceptat). Mitjançant aquest tipus d'aproximacions es poden representar estructures a qualsevol escala amb rigor geològic, on cada node de les superfícies té una posició condicionada per un model geomètric que està controlat per l'usuari. Aquest fet ajuda a minimitzar els artefactes o incerteses degudes al procés d'interpolació. La seva limitació principal és que es tracta de mètodes semi-manuals i, per tant, poc àgils. Això els fa menys competitius que altres en l'entorn empresarial, on el binomi temps-resultats és molt important.

La reconstruccio 3D basada en volums (implícita) consisteix en la definició de les superfícies a partir d'una o més funcions que caracteritzen un volum 3D (CAUMON *et al.*, 2007). En aquest cas, les superficies geològiques representen els isovalors d'un camp escalar definit per aquestes funcions (f(x, y, z) = n). L'esforç principal en aquest cas és trobar aquelles funcions que defineixen el camp escalar de la forma més apropiada (CARR *et al.*, 2001; COWAN *et al.*, 2003; CAUMON *et al.*, 2007, 2009; CALCAGNO *et al.*, 2008). Conegut aquest camp, la generació de les superfícies 3D és automàtica.

En general aquests mètodes són eficients en superfícies contínues i relativament poc complexes i tenen una dependència alta del nombre de dades de partida (CARR *et al.*, 2001; COWAN *et al.*, 2003; CALCAGNO *et al.*, 2008). Aquestes limitacions es poden solventar treballant sobre malles volumètriques regulars predefinides, formades per tetraedres, en les quals el camp escalar pren valors determinats en cada una de les cel·les del volum tetraèdric (FRANK *et al.*, 2007), figura 1.1 . No obstant, la reconstrucció de superfícies complexes i/o discontínues depèn de la capacitat d'integrar, dins la malla tetraèdrica, discontinuïtats en la definició del camp escalar, superfícies a través de les quals el camp escalar canvia de manera brusca, etc, és a dir, restriccions geològiques (CAUMON *et al.*, 2009). En última instància l'efectivitat d'aquest tipus de mètodes està condicionada per la resolució de la malla tetraèdrica inicial i, per tant, per l'espaiat entre les dades originals.

La metodologia presentada en aquesta Tesi, cobreix un segment de l'espectre de metodologies 3D que a dia d'avui continua en procés d'exploració i millora, especialment pel que fa a la recontrucció 3D a partir de dades disperses de camp o de subsòl. La clau de la metodologia que s'utilitza en aquest estudi és l'aplicació d'un model geomètric que permet interpolar les dades aplicant restriccions de caràcter geològic. Per tant, es minimitza la incertesa associada a la utilització d'algoritmes d'interpolació, es té un bon control de com i perquè es genera informació en les zones d'ombra durant el procés de reconstrucció, i s'evita la simplificació resultant de projectar la informació tridimensional sobre plans bidimensionals.

Així doncs, per una banda omple l'espai que deixen les metodologies que parteixen de la interpolació lineal entre talls seriats, de la interpolació directa de núvols punts o de l'aplicació de mecanismes poc específics per al camp de la geologia. Per altra banda, constitueix una alternativa als mètodes basats en funcions implícites, l'efectivitat dels quals té encara una dependència alta de la densitat de dades de partida.

Objectius i Organització de la Tesi

A partir de les motivacions exposades, els objectius establerts per aquesta Tesi són els següents:

Respecte l'àrea estudiada:

- a. Descripció detallada de l'anticlinal de Sant Corneli Bóixols i estructures associades a l'àrea d'estudi, en superfície i en profunditat.
- b. Factors estructurals responsables de la geometria actual de l'anticlinal de Sant Corneli.
- c. Influència de les conques extensives preexistents en l'evolució i geometria actual de l'anticlinal.
- d. Hipòtesi d'evolució de l'anticlinal de Sant Corneli Bóixols.

Respecte la metodologia utlitzada:

- a. Revisió i desenvolupament de la metodologia de reconstrucció 3D per a l'estudi d'estructures geològiques, enfocada a la integració de dades de superfície i dades de subsòl.
- b. Integració de metodologies de modelització numèrica d'avanç en el flux de treball de la reconstrucció 3D.

Organització de la Tesi

Aquesta Tesi consta de dues parts: a la primera part es descriuen les principals característiques estructurals i estratigràfiques de l'àrea d'estudi, a partir de les dades disponibles tant de superfície com de subsòl (Capítols 2, 3 i 4). A la segona part es descriu la metodologia de reconstrucció 3D utilitzada i el resultat d'aplicarla sobre les estructures estudiades, en funció de les restriccions provinents de la informació de partida i de les tècniques de modelització numèrica aplicades (Capítols 5, 7 i 6). La reconstrucció 3D integra les observacions realitzades a partir de les dades de subsòl i de superfície i permet discutir la relació entre les diferents estructures presents a l'àrea d'estudi, així com la influència que les estructures preexistents han exercit sobre l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols (Capítol 8).

1.2 Context geològic regional

Els Pirineus, situats al marge nord de la Península Ibèrica, formen una doble cunya orogènica asimètrica que s'extén al llarg de més de 700 km entre el Mar Mediterrani i el Golf de Biscaia (figura 1.2 a). La part interna de l'orògen, o Zona Axial, està formada per un apilament antiformal de roques del basament hercinià. La Zona Axial està flanquejada al nord i al sud per un cinturó de plecs i encavalcaments que involucren materials de la cobertora mesozoica i han estat transportats sobre les conques d'avantpaís terciàries: la conca d'Aquitania, al nord, i la conca de l'Ebre, al sud (Muñoz, 2002).

A la vessant sud dels Pirineus, aquest cinturó forma un conjunt imbricat de làmines encavalcants desenganxades a nivell del Triàssic. En particular, als Pirineus Centrals es poden identificar tres unitats estructurals corresponents, de nord a sud, als mantells de Bóixols, Montsec i Serres Marginals (figura 1.2 b).

Des del Triàssic fins a finals del Cretaci Inferior, la separació entre les plaques Ibèrica i Europea va provocar la obertura del Golf de Biscaia i la formació de conques extensives al marge nord de la Península Ibèrica i sud de França (figures 1.3 i 1.4). Aquest període d'extensió generalitzada va assolir el seu clímax durant el Cretaci Inferior, arribant a acumular-se fins a 4 km de materials sinextensius al bloc superior de les falles normals que limitaven aquestes conques (GARCÍA-SENZ, 2002).

Posteriorment, durant el Cretaci Superior, l'inici de la convergència entre aquestes dues plaques va donar lloc a la inversió d'aquestes conques extensives i a la seva incorporació en els cinturons d'encavalcaments prininencs (figures 1.2, 1.3 i 1.4). La deformació a la regió va evolucionar des d'una primera fase d'inversió d'aquestes conques durant el Cretaci Superior, cap a la generació de làmines imbricades d'encavalcaments, majoritàriament dirigits cap al sud, en un règim de tectònica epitelial, i a la formació d'apilaments antiformals a la zona axial involucrant el basament, durant l'Eocè i el Miocè.

Una d'aquestes conques extensives del Cretaci Inferior, la conca d'Organyà, va quedar incorporada al mantell de Bóixols durant el Cretaci Superior (GARRIDO MEGÍAS, 1973; SIMÓ, 1985; BERÁSTEGUI *et al.*, 1990; BOND i MCCLAY, 1995; GARCÍA-SENZ, 2002; MUÑOZ, 2002). El desenvolupament de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols està associat a l'emplaçament d'aquest mantell, i la seva geometria i evolució estan estretament lligades a la posició i morfologia de la conca d'Organyà. La conca de Tremp, situada al sud de l'anticlinal de Sant Corneli, va actuar com a conca d'avantpaís associada a l'emplaçament del mantell de Bóixols. Posteriorment, tot el conjunt va ser transportat cap al sud, primerament a cavall de la làmina del Montsec (Paleocè - Lutecià basal) i posteriorment de les Serres Marginals (Lutecià-Oligocè superior),(VERGÉS, 1993; TEIXELL i MUÑOZ, 2000; MUÑOZ, 2002). Entre l'Eocè mitjà i el Miocè inferior tingué lloc una reactivació dels encavalcaments del Montsec i de Bóixols , així com l'apilament antiformal de làmines del basament i formació de retroencavalcaments passius dirigits cap al Nord, per damunt les unitats del basament (MUÑOZ, 1992, 2002; TEIXELL i MUÑOZ, 2000; BEAUMONT *et al.*, 2000; BEAMUD *et al.*, en premsa).



Figura 1.2: a: Mapa estructural dels Pirineus. La Zona Axial forma l'eix de la cadena pirinenca i està flanquejada a nord i a sud per diverses làmines d'encavalcaments afectant els materials de la cobertora. El requadre mostra la localització de la figura 2.1. També es mostra la localització del tall geològic de la part inferior. Extret Muñoz *et al.* (2000), prèviament modificat de TEIXELL (1996). **b:** Tall geològic compensat dels Pirineus Centrals al llarg del perfil ECORS-Pirineus. La vessant sud del Pirineus està constituïda per un conjunt de mantells imbricats i transportats sobre els materials terciaris de la conca de l'Ebre, de nord a sud: Bóixols, Montsec i Serres Marginals. S'observa l'asimetria de l'orògen a favor de la seva vessant sud. Extret de Muñoz *et al.* (2000) posteriorment a Muñoz (1992).



Figura 1.3: Evolució paleogeogràfica d'Ibèria entre el Juràssic Superior i l'Oligocè. Modificat de Roca (2001) a partir de ZIEGLER (1988). Les imatges provenen de BLAKEY (2010).



Figura 1.4: Diagrama cronoestratigràfic del registre sedimentari associat als principals events tectònics al Pirineu Central - Meridional (mantells de Bóixols-Cotiella i Montsec). Extret de Muñoz *et al.* (2000).

CAPÍTOL 2

Estratigrafia

2.1 Introducció

El mantell de Bóixols i la conca de Tremp estan constituïts per sediments compresos entre el Triàsic i l'Eocè, disposats discordantment per damunt del basament paleozoic. A la zona d'estudi, situada entre aquestes dues unitats estructurals, hi afloren dipòsits desde l'Aptià Superior fins a l'Eocè inferior (figura 2.1). L'estratigrafia d'aquesta zona ha estat estudiada en profunditat per molts autors (SOUQUET, 1967; MEY *et al.*, 1968; NAGTEGAAL, 1972; GARRIDO MEGÍAS, 1973; ROSELL, 1967; MUTTI i SGAVETTI, 1987; SIMÓ, 1985; GARCÍA-SENZ, 2002). Aquest treball complementa la seva tasca amb noves aportacions, especialment perl que fa a l'estratigrafia del Cretaci Superior.

En aquest estudi el registre sedimentari s'ha dividit en cinc grans grups. Aquesta divisió es basa en els principals events tectònics enregistrats durant el Mesozo ic i el Cenozoic als Pirineus Centrals, que han jugat un paper clau en el desenvolupament de l'anticlinal de Sant Corneli: Triàsic-Juràssic (preextensió cretàcica), Cretaci Inferior (sinextensiu), Cenomanià Superior - Santonià Inferior (postextensiu i preplegament), Santonià Superior - Maastrichtià superior (sinplegament) i Maastricthià superior - Eocè (tardi-postplegament) (figura 2.1).

Aquest treball se centra en els materials del Cretaci Superior, per això en aquest capítol se'n presenta una descripció més detallada. En canvi, la descripció dels sediments pre- i sinextensius, treballats majoritàriament a partir de dades de subsòl, prové de fonts bibliogràfiques.



Figura 2.1: Mapa geològic dels Pirineus Centrals on es representen els cinc grans grups en els quals s'ha dividit el registre sedimentari: Triàsic-Juràssic (preextensiu), Cretaci Inferior (sinextensiu), Cenomanià Superior - Santonià inferior (postextensiu-preplegament), Santonià superior - Maastrichtià superior (sinplegament) i Maastricthià superior - Eocè (tardi-posteplegament). Es mostra l'àrea estudiada a partir de dades de superfície així com la localització dels perfils sísmics i els sondatges disponibles. B-1 = Bóixols-1; C-1 = Comiols-1; E-1 = Erinyà-1; I-1/1bis = Isona-1/1bis; SC-1 = Sant Corneli-1; T-1 = Tamúrcia-1.

2.2 Unitats Estratigràfiques

2.2.1 Registre preextensiu: el Triàsic i el Juràssic

Triàsic

Els sediments triàsics no afloren a la zona estudiada tot i estar involucrats en el mantell de Bóixols i en les seves estructures associades. Al llarg dels Pirineus Centrals afloren de forma dispersa : [a] en franges contigües a la Zona Axial, on les estructures que afecten el basament permeten l'aflorament de les unitats mesozoiques més antigues; [b] en afloraments aïllats relacionats amb el desenvolupament de diapirs d'evaporites; o [c] aflorant en el bloc superior de les làmines d'encavalcaments superiors (MUÑOZ, 2002) (figura 2.1).

A grans trets, el Triàsic està representat per sediments detrítics, carbonatats i evaporítics (CALVET *et al.*, 2004). Als Pirineus s'hi reconeixen quatre unitats litoestratigràfiques, de base a sostre: *Buntsandstein*, *Muschelkalk*, *Keuper* i *Formació Isábena*. Aquests materials reposen de forma discordant sobre el sòcol paleozoic i estan recoberts també discordantment per roques del Juràssic. Els materials evaporítics del Keuper (Triàsic superior) constitueixen el nivell de desenganxament més important als Pirineus (Muñoz, 2002). Per això, aquests materials es troben associats a les estructures d'encavalcament principals i no se'n pot reconèixer una sèrie completa que preservi la seva potència inicial. Per contra, els sediments del Buntsandstein (Triàsic inferior) s'acostumen a trobar solidaris al sòcol, en les làmines encavalcants que involucren el basament.

Keuper

A la vessant sud dels Pirineus Centrals, el Keuper aflora a les unitats estructurals de Serres Marginals, Montsec, Bóixols i Nogueres, on presenta evaporites, argiles i carbonats (CALVET *et al.*, 2004; SALVANY i BASTIDA, 2004). El límit inferior és un contacte net sobre les calcàries del Muschelkalk a l'àrea de les Serres Marginals, i transicional a la unitat de Nogueres. El límit superior és discordant amb les unitats juràssiques suprajacents o transicional amb els carbonats de la Fm. Isábena, en les localitats on hi és present.

A les Serres Marginals i a Nogueres és on els materials del Keuper afloren en millors condicions. En aquestes unitats presenten diferències tant de potència com de registre estratigràfic. La potència varia entre més de 300 m a les Serres marginals i més de 200 a Nogueres. El registre es pot dividir en tres trams segons la seva coloració: un tram basal de to gris, un tram intermedi de color vermell i un tram superior de to verd (figura 2.2). Aquesta coloració, que és un bon factor de correlació, ve donada pel contingut en sulfats i carbonats en les argiles. El tram inferior està dominat per guixos blancs o grisos, argiles i dolomies grises. El tram intermedi, molt uniforme, està constituït per guixos i argiles de color vermell o versicolor. El tram superior està dominat per argiles de color gris verdós, dolomies i bretxes carbonatades. Aquest darrer tram, també inclou una sèrie monòtona de guixos de color blanc-gris o negrós a les Nogueres. Als mantells del Montsec i de Bóixols, els sediments del Keuper s'han estudiat principalment a partir de sondatges i altra informació de subsòl (KLIMOWITZ i TORRESCUSA, 1990; SALVANY i BASTIDA, 2004), tal com es mostrarà



Figura 2.2: Correlació dels diferents trams litoestratigràfics de les fàcies Keuper en les unitats estructurals de Serres Marginals, Nogueres (fàcies de superfície), Montsec i Bóixols (fàcies de subsòl). SALVANY i BASTIDA (2004).

al capítol 4. De l'anàlisi dels sondatges estudiats en el present treball i que travessen les fàcies del Keuper, se'n desprèn que estan constituïdes a grans trets per argiles i sals. Les primeres dominen en la part alta i les segones ho fan en el tram intermig i baix de la sèrie (sondatge Isona-1/1bis [I-1/1bis]). El caràcter salí de les fàcies de subsòl també es pot deduïr per la presència en superfície de surgències d'aigües salines, com les de Gerri de la Sal o Canelles (SALVANY i BASTIDA, 2004). En la sèrie també és comuna la presència d'altres evaporites com ara guix o anhidrita, així com la presència minoritària de fàcies carbonatades (calcàries, dolomies i margues). La potència del Keuper mesurada en els diferents sondatges presenta fortes variacions, desde poques desenes de m (Comiols-1 [C-1]) a uns 450 m (I-1/1bis).

Al mantell de Gavarnie, 50 km a l'oest de la zona estudiada, s'hi troba el sondatge Surpirenaica-1, on el registre dels sediments del Triàsic superior és més complet (KLIMOWITZ i TORRESCUSA, 1990). Allà, aquests autors divideixen la sèrie del Keuper en dues unitats disposades sobre la part alta del Muschelkalk: una sèrie evaporítica inferior de 465 m de potència, essencialment salina, i una sèrie lutítica superior de 130 m de potència.

SALVANY i BASTIDA (2004), correlacionen les fàcies salines presents en el subsòl amb les unitats guixenques descrites en superfície. Interpreten el tram evaporític inferior com a corresponent al tram intermedi de tons vermells i el tram lutític-argilós superior com a equivalent al tram de tons verds (figura 2.2). A més, aquests autors interpreten la secció basal del sondatge Surpirenaica-1 com a pertanyent a la part baixa del Keuper, a diferència del que postulen KLIMOWITZ i TORRESCUSA (1990), que ho havien assignat al Muschelkalk superior.

En conjunt els dipòsits del Keuper s'interpreten com a formats en conques evaporítiques amb influència marina i/o al·luvial variable. Els trams amb dominància de guixos es consideren dipositats en una llacuna evaporítica estable i amb salinitat fluctuant (p. ex. Fm. Guixos de Boix, Keuper mitjà), moment en el qual precipitarien també les sals del subsòl (SALVANY i BASTIDA, 2004).

Les associacions pol·líniques descrites en el trànsit del Muschelkalk al Keuper, així com les descrites a sostre de la unitat, permeten acotar l'edat d'aquests dipòsits entre el Carnià mitjà-superior i el Retià (CALVET *et al.*, 1993).

Juràssic

Els sediments juràssics no afloren a l'àrea estudiada tot i que, com els materials del Triàsic, estan involucrats en els mantells de Montsec i de Bóixols i en les seves estructures associades. Afloren a l'est de la zona d'estudi (sector d'Organyà i, puntualment, sector de Bóixols), adjacents a la traça de l'encavalcament de Bóixols (figura 2.1). També al Nord, al límit entre la unitat estructural de Bóixols i de les Nogueres, al nord-oest (sector de Pont de Suert) i al sud (unitats estructurals del Montsec i de les Serres Marginals).

La sèrie juràssica és a grans trets carbonatada, formada per calcàries i dolomies (AURELL i MELÉNDEZ, 2002). Es pot reconèixer un tram basal constituït per bretxes, dolomies i calcàries, seguit d'un interval margós, ambdós corresponents al Juràssic Inferior (*Lias*). Per damunt, segueix un tram format per dolomies i calcàries pertanyents al Juràssic Mitjà (*Dogger* i Juràssic Superior (*Malm*), tal com s'observa a la (figura 2.3). Els sediments juràssics estan limitats a base i a sostre per discordances que els separen dels materials del Triàsic i dels del Cretaci Inferior i Superior, respectivament.

En termes paleogeogràfics els dipòsits juràssics d'aquesta àrea es relacionen amb conques intracratòniques que ocupaven el marge septentrional de la Península Ibèrica durant el Juràssic (PEYBERNÉS; SOUQUET, 1988). Les sèries de Pont de Suert i Organyà són possiblement les més completes a la vessant sud dels Pirineus Centrals. Tot i així, la sèrie juràssica (especialment la seva part alta) es pot presentar erosionada sota els materials del Cretaci Inferior i del Cretaci Superior. Aquesta relació és'observa a l'oest i al sud de la zona estudiada (p. ex. Serra del Turbón o Serres Marginals) i es relaciona amb l'erosió als marges de les conques extensives del Cretaci Inferior (GARCÍA-SENZ, 2002).

Pel que fa a la resposta sísmica dels materials juràssics, l'alternança de calcàries més o menys margoses, dolomies i margues dóna una senyal sísmica característica que constitueix un nivell guia per a la interpretació a tota l'àrea d'estudi (vegeu capítol 4).

Lias

Es l'interval juràssic que presenta un registre més complet (figura 2.3). El seu límit inferior és una discordança sobre els materials triàsics caracteritzada per la presència de bretxes carbonatades. El seu límit superior és una discontinuïtat sota els materials del Juràssic mitjà.

Està constituït per dolomies, calcàries ben estratificades, margues i bretxes dolomítiques. La part inferior està dominada per bretxes, calcàries i dolomies, mentre que la part superior és menys competent i està formada per margues i calcàries margoses o argiloses. Les calcàries són majoritàriament bioclàstiques i els intervals margosos són també fossilífers (AURELL i MELÉNDEZ, 2002).



Figura 2.3: Diagrama cronoestratigràfic dels sediments del Juràssic entre els rius Segre i Noguera Ribagorçana. AURELL i MELÉNDEZ (2002)

El registre litològic i les diagrafies dels sondatges estudiats en aquest treball confirmen la presència de margues, calcàries argiloses i calcàries dolomítiques, aquestes últimes dominant la part baixa de la unitat (vegeu capítol 4). També s'ha identificat la presència d'anhidrita en la secció basal (sondatge Erinyà-1 [E-1], vegeu capítol 4).

La potència estratigràfica calculada en superfície és d'uns 240 m a la zona d'Organyà i a la Serra del Montsec (AURELL i MELÉNDEZ, 2002; PI *et al.*, 2002). La potència vertical mesurada en els sondatges oscil·la entre els 250 i els 400 m a la làmina del Montsec (sondatges I-1/1bis, C-1 i Monesma-1 [M-1]) i és superior a l'extrem nord de la làmina de Bóixols (400 m al sondatge E-1, 500 m al sondatge Tamúrcia-1[T-1]). En els sondatges el Lias pot incloure part del Retià, emmascarant la potència estratigràfica real de la unitat.

Es consideren dipòsits de plataforma carbonatada, més o menys oberta, amb diferents cicles de somerització i aprofundiment. Se situa entre l'Hettangià i el Toarcià terminal.

Dogger

El registre sedimentari d'aquest període és més discontinu en comparació amb l'anterior, això s'interpreta com a producte de l'emersió parcial de la conca (AURELL i MELÉNDEZ, 2002). El contacte amb els materials sub i suprajacents són discordances amb absència de registre estratigràfic (figura 2.3).

Aquesta unitat està formada per dolomies, calcàries margoses i calcàries massives (AURELL i MELÉNDEZ, 2002). El registre litològic i de velocitats dels sondatges estudiats en aquesta Tesi mostren un tram de dolomies, i en menor quantitat calcàries més o menys margoses, assignat al Dogger (vegeu capítol 4).

La potència vertical mesurada en els sondatges varia entre 150 i 250 m, en coherència amb les mesurades per AURELL i MELÉNDEZ (2002), 150 m, i PI *et al.* (2002), 250 m.

S'interpreten com a dipòsits de plataforma carbonatada soma a plataforma interna, temporalment emergida. Se situa entre el Bajocià mitjà-superior i el Callovià.

Malm

La sèrie del Malm està formada per calcàries fossilíferes, dolomies i bretxes dolomítiques. El registre litològic dels sondatges mostra fonamentalment una alternança de calcàries i dolomies sense una predominança clara d'unes respecte a les altres, excepte en els sondatges E-1 i Sant Corneli-1 [SC-1] on també s'hi reconeixen evaporites (anhidrita, vegeu capítol 4).

En sondatge la potència és d'uns 200 m a la làmina del Montsec, amb tendència a incrementar-se cap al nord i oest fins assolir els 500 m (sondatge T-1). Destaquen els més de 1200 m mesurats en el sondatge E-1. Cal tenir en compte que les potències en aquests sondatges poden ser aparents, degut a la inclinació de la sèrie.

S'interpreta com a dipositat en un medi sedimentari de plataforma soma que esdevé més profunda en la vertical. Es situa entre l'Oxfordià superior - Kimmeridgià inferior (AURELL i MELÉNDEZ, 2002).

2.2.2 Registre sinextensiu: el Cretaci Inferior

Els materials del Cretaci inferior afloren a la part oriental de la zona d'estudi. Als Pirineus Centrals afloren a la làmina de Bóixols amb potències que assoleixen els 4000 m, mentre que es presenten fortament reduïts o absents en àrees més meridionals (làmina del Montsec). Aquesta potència diferencial també s'observa d'est a oest, tot i que menys acusada, amb gruixos que oscil·len entre els 4000 m al sector d'Organyà i els poc més de 1500 m a la transversal de la Noguera Pallaresa. La distribució i significació d'aquests dipòsits ha estat estudiada amb detall per diversos autors, entre els quals destaca la tesi de GARCÍA-SENZ (2002).

A grans trets el Cretaci Inferior està representat per sediments carbonatats: margues, margocalcàries i calcàries, amb un contingut variable de fracció detrítica (figura 2.4). Està limitat a base i a sostre per discontinuïtats.

La sedimentació durant aquest període fou controlada per un règim extensiu associat a la obertura del Golf de Biscaia (Muñoz, 2002). En aquest context, el desenvolupament de falles extensives va afavorir la formació de conques discontínues i molt subsidents al llarg del marge nord de la placa Ibèrica. L'exponent més significatiu d'aquestes àrees subsidents als Pirineus Centrals és la conca d'Organyà, localitzada actualment al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols (BERÁSTEGUI *et al.*, 1990; GARCÍA-SENZ, 2002). El caràcter sinextensiu dels sediments del Cretaci Inferior explica les diferències de potència al llarg dels Pirineus Centrals, així com el tipus i la distribució de les diferents litofàcies que presenten.

Dins del Cretaci Inferior es distingeixen tres períodes de sedimentació que es correlacionen amb diferents etapes d'evolució del sistema extensiu (GARCÍA-SENZ, 2002): *Berriasià - Aptià inferior, Aptià inferior -Albià superior basal*, i *Albià superior*. D'aquests, la conca d'Organyà presenta registre dels dos primers, faltant el tercer (figura 2.4). Per contra, el tercer període està àmpliament representat més a l'oest, al sector de Pont de Suert, àrea en la qual hi manquen —o es presenten molt reduïts— els dos primers.

Els sediments del Cretaci Inferior estudiats en el present treball es relacionen amb la conca d'Organyà i a la zona d'estudi hi afloren els sediments més joves, d'edat Aptià - Albià mitjà.

Berriasià - Aptià inferior (Grup de Tres Ponts)

Representa el període de sedimentació més restringida del Cretaci Inferior. Els materials que el formen estan confinats en el bloc superior de les falles extensives que en van controlar la deposició (GARCÍA-SENZ, 2002). La conca d'Organyà és la que presenta un registre més complet d'aquesta etapa, l'anomenat *Grup de Tres Ponts* (figures 2.4 i 2.5). Aflora al nord i nord-est de la zona estudiada, fora dels seus límits. El sostre és un contacte brusc amb les unitats suprajacents, marcat per un aprofundiment.

Està dominat per calcàries i margocalcàries i, minoritàriament, gresos i margues. Destaca la presència a la base de la sèrie d'una unitat de bretxes carbonatades amb clastes d'edat Juràssic Superior. Aquestes bretxes s'interpreten com a dipòsits de talús submarí. La sèrie que segueix evoluciona des de dipòsits de medi marí obert a medi de plataforma.

Aquest període assoleix una potència d'uns 1100 m i, a partir de la presència d'ammonítids i orbitolínids, s'ha datat entre el Tithonià terminal - Berriasià inferior i el Barremià superior - Aptià inferior (PEYBERNÉS,



Figura 2.4: Columna sintètica i Formacions de la sèrie del Cretaci Inferior a la conca d'Organyà. GARCÍA-SENZ (2002).

a García-Senz, 2002).

Aptià inferior - Albià superior basal

La conca sedimentària d'aquest període s'extén més enllà dels límits de la conca de l'anterior (Berriasià -Aptià inferior). Això denota un estadi més evolucionat del sistema extensiu i el desenvolupament d'una conca més àmplia (GARCÍA-SENZ, 2002). A la Conca d'Organyà, el seu límit inferior és una discontinuïtat associada a un aprofundiment sobtat de la conca. El límit superior és una discordança angular erosiva per sota els materials del Cretaci Superior (Formació Santa Fe, Cenomanià superior).

Un dels trets més destacables dels materials d'aquest període és la relació lateral entre les fàcies de plataforma (calcàries bioclàstiques i bioconstruïdes) i les fàcies de conca (margues i margocalcàries). Les fàcies de plataforma acostumen a quedar restringides en els marges de la conca i el trànsit als seus equivalents profunds és ràpid. A grans trets s'hi poden distingir dos cicles que mostren tendències diferents pel que fa a la disposició dels cinturons de fàcies i a les condicions de sedimentació. D'aquests, només la part alta del cicle superior aflora a la zona d'estudi i per això es descriurà amb més detall.

En el cicle inferior, les fàcies de conca estan dominades per margues amb presència subsidiària de margocalcàries i calcàries (Formacions Cabó i Senyús). Les fàcies de plataforma estan representades per calcàries bioclàstiques i bioconstruïdes, i en menor grau fàcies calcarenítiques i margocalcàries (Membres Roca Narieda, Nargó i Roc del Diable). El Mb. Roca Narieda pertany a la Fm. Cabó, mentre que els Mbs. Nargó i Roc del Diable corresponen a la Fm. Senyús (figures 2.4 i 2.5).

En el cicle superior les fàcies de conca alternen margues amb margocalcàries i calcàries, corresponents a les Formacions Font Bordonera i Lluçà. La proporció de margocalcàries i calcàries és major en aquest cicle que en l'anterior. Pell que fa a les fàcies de plataforma, aquestes corresponen als Membres Setcomelles i Coll d'Abella. Les primeres afloren de forma discontínua al llarg del flanc sud de l'anticlinal de Sant Corneli, fora de la zona d'estudi, i estan constituïdes per calcàries alternades amb calcarenites i margues, especialment cap al sostre. Ocupen una extensió més reduïda que les fàcies somes del cicle anterior. Les calcàries del Mb. Coll d'Abella són fàcies sublitorals presents a sostre de les margues de Lluçà i només afloren a l'àrea d'estudi (figura 2.6).

La potència mínima calculada pel període Aptià inferior - Albià mitjà té un màxim d'uns 2800 m a les parts centrals de la conca i disminueix bruscament cap als seus marges (GARCÍA-SENZ, 2002). Aquesta disminució s'observa al sondatge SC-1, localitzat al flanc caudal de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols (figura 2.1). Aquest sondatge travessa 1050 m de sèrie sinextensiva al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols i només en troba 50 m al seu bloc inferior (mesurats al llarg del pou, vegeu capítol 4). Cap a l'est, entre els sondatges SC-1 i B-1 (localitzat també al flanc caudal de l'anticlinal, més a l'est, figura 2.1) també s'observen diferències considerables de potència, ja que aquest últim arriba fins al sostre del grup de Tres Ponts travessant 2100 m de sèrie de l'Aptià - Albià inferior/mitjà.

Les datacions d'aquest període s'han fet mitjançant l'estudi d'ammonits en la secció inferior i de foraminífers al llarg de tota la sèrie (principalment orbitolínids) i dónen una edat compresa entre el Clansaiesià



(Aptià superior) i l'Albià mitjà (PEYBERNÉS i MARTÍNEZ, 1982, a GARCÍA-SENZ, 2002).

Tot seguit es descriu amb més detall la part alta d'aquest període, representada per la Formació Lluçà i el Membre Coll d'Abella.



Figura 2.6 Cartografia geològica de detall de l'àrea estudiada


Formació Lluçà (MEY et al., 1968)

Aquesta és una unitat dominantment margosa amb intercalacions de margocalcàries i calcàries que fou definida per MEY *et al.* (1968) a la vall del Flamisell. Aflora a l'anticlinal de Bóixols entre la transversal d'Abella de la Conca i la transversal del Segre i, al nord del sinclinal de Santa Fe, desde la vall de Cabó fins a la vall del Flamisell. Segons GARCÍA-SENZ (2002), lateralment la seva part baixa pot passar de forma abrupta al Membre Setcomelles, al flanc sud de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols (figura 2.4). El límit inferior de la Fm. Lluçà és transicional sobre la Fm. Font Bordonera, o bé brusc sobre el Mb. Setcomelles. En el primer cas es caracteritza per l'inici d'una alternança rítmica de margues i margocalcàries, mentre que en el segon forma un contacte brusc de margues sobre calcàries. El seu límit superior és transicional amb el Mb. Coll d'Abella o bé una discordança angular sota la Fm. Santa Fe (figura 2.6). La potència mínima mesurada de la Formació Lluçà és de 950 m.

Al sector de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols es poden reconèixer tres intervals diferenciats, que de base a sostre corresponen a:

- Un tram de margues i margocalcàries de to fosc, essent les margues dominants a la part basal. Les margocalcàries, d'estratificació cenimètrica a decimètrica, poden ser localment esparítiques. Aquest tram en general presenta fauna escassa i evidències de bioturbació. És característic el seu caràcter fètid, que denota un cert contingut en matèria orgànica.
- 2. Un tram en el que lateralment es poden distingir dos cinturons de fàcies:
 - (a) una alternança de margues, calcàries i margocalcàries noduloses de color variable entre blanc, gris clar i gris fosc, organitzada en paquets d'escala mètrica a decamètrica (figura 2.7). Les margocalcàries i les calcàries tenen potències decimètriques a mètriques i presenten bioturbació, matèria orgànica, espícules i restes d'espongiaris. De forma subsidiària també presenten bioclastes (fragments de bivalves, gasteròpodes i rudistes aïllats de tamany centimètric a decimètric). Les calcàries i margocalcàries augmenten cap a sostre fins a esdevenir dominants (figura 2.7 b). Aquest interval passa verticalment i lateralment a,
 - (b) calcàries de tons clars, que afloren al nucli de l'anticlinal de Bóixols, a l'est d'Abella de la Conca (figura 2.7 c). Aquestes calcàries, de textura majoritàriament micrítica, presenten estratificació tabular, lleugerament nodulosa i d'ordre mètric. Es caracteritzen per la presència de motlles de caus, closques recristal.litzades i una lleugera bioturbació. També poden presentar algues vermelles i algun foraminífer, com ara simplorbitolines (GARCÍA-SENZ, 2002).

En algunes zones les fàcies (a) presenten a sostre un paquet d'escala mètrica de calcarenites de color marró, riques en glauconita i amb estratificació decimètrica.

3. Una alternança rítmica de margues i margocalcàries, de to gris-blavós a gris fosc, localment marró, organitzades en paquets potents d'ordre mètric a decamètric (figura 2.7 a). Els paquets de margocalcàries intercalen calcarenites bioclàstiques, calcàries micrítiques i, localment, lumaquel·les de valves diverses, sempre formant capes de potència decimètrica. El conjunt presenta fauna relativament abundant, consistent en espícules, restes de coralls, rudistes, ammonits, pectínids, braquiòpodes, equinoderms (pues i fragments de plaques) i bioturbació localment intensa.

S'interpreta com a dipositada en un medi de plataforma externa a medi marí obert. Les fàcies més profundes, caracteritzades per fauna escassa o hemipelàgica i per la presència de margues fosques, indiquen deposició sota el nivell de l'onatge. La part mitja i alta de la unitat, amb margocalcàries, margues i fauna diversa, es considera dipositada en zones més somes de plataforma oberta o externa. Les fàcies bioclàstiques del tram intermedi corresponen a fàcies de plataforma interna a externa (BACHMANN i WILLEMS, 1996; GARCÍA-SENZ, 2002). L'edat d'aquesta formació, determinada mitjançant ammonits, és Clansaiesià - Albià inferior (PEYBERNÉS, a GARCÍA-SENZ, 2002).

Membre Coll d'Abella

Aquesta unitat, localitzada a sostre de les margues de Lluçà, fou descrita per GARRIDO MEGÍAS (1973) i proposada formalment com a membre pertanyent a la Formació Lluçà per GARCÍA-SENZ (2002). És una unitat formada per margues, calcàries i margocalcàries, que aflora al nord d'Abella de la Conca.

El seu límit inferior és un contacte transicional sobre les margues i margocalcàries de la part alta de la Formació Lluçà. El seu límit superior és una discordança erosiva sota la Formació Santa Fe, que arriba a posar-se en contacte amb les margues de la Fm. Lluçà (figura 2.6). La potència màxima mesurada de la unitat és de 150 m i disminueix ràpidament cap a l'est fins a desaparèixer sota la calcària de la Fm. Santa Fe.

Està constituïda per capes de calcàries i calcàries bioclàstiques de color marró-ocre, amb estratificació tabular d'ordre decimètric, alternades amb margocalcàries noduloses i margues. La presència de calcàries augmenta cap a sostre, on també poden presentar estratificació encreuada. Les fàcies margoses mostren bioturbació abundant. El contingut bioclàstic de la unitat és en general elevat, especialment en les fàcies més competents, i consisteix en foraminífers, algues, restes de mol·luscs i equinoderms. Entre els foraminífers destaquen els orbitolínids, representats per simplorbitolines (PEYBERNÉS, a GARCÍA-SENZ, 2002). Aquesta unitat també presenta glauconita i restes ferruginitzades, que li dónen aquesta tonalitat característica.

S'interpreta com a dipòsits de plataforma externa (fàcies de margues bioturbades) a plataforma interna amb desenvolupament de barres (calcàries bioclàstiques amb estratificació encreuada).

La presència de *Simplorbitolina manasi* i *S. conulus* permet assignar a aquesta unitat una edat Albià mitjà (SOUQUET i PEYBERNÈS, 1991 a GARCÍA-SENZ, 2002). Aquesta datació permetria acotar de forma més precisa la Formació Lluçà a una edat Clansaiesià - Albià mitjà (GARCÍA-SENZ, 2002).

2.2.3 Registre postextensiu previ al desenvolupament de l'anticlinal de Sant Corneli: del Cenomanià superior al Santonià inferior

L'inici del Cretaci Superior marca un canvi en les condicions de sedimentació respecte al Cretaci Inferior. Els Pirineus Centrals deixen d'estar afectats per l'extensió i entren en una etapa postextensional prèvia a



27

l'inici de l'Orogènia Alpina (Santonià superior, MUÑOZ, 2002).

Els materials d'aquest període es caracteritzen per la presència de calcàries, calcarenites i margues amb presència variable de quars. Durant aquest període domina la sedimentació carbonatada i l'entrada de detrítics és puntual, tot i que augmenta en la vertical. En general els cinturons de fàcies de les diverses unitats estan controlats regionalment per la dinàmica postextensiva que afectà tot el marge nord de la Península Ibèrica (subsidència tèrmica i reequilibri isostàtic), essent més profunds els dipòsits septentrionals. A l'àrea d'estudi, la orientació de les estructures extensives del Cretaci inferior afavoreix que, a escala local, els cinturons de fàcies més profunds es trobin localitzats a la part nord-oriental.

Els dipòsits corresponents a aquest període estan limitats a la base per una discordança angular amb absència de registre sedimentari i al sostre per un contacte discordant o paraconcordant.

Les formacions litoestratigràfiques d'aquest període són: FormacióSanta Fe, Formació Pardina, Formació Reguard, Formació Congost, Formació Collada-Gassó i Formació Sant Corneli (composta pel Membre Montagut i el Membre Aramunt Vell), vegeu figures 2.6 i 2.8.

Formació Santa Fe (MEY et al., 1968) i Formació Pardina (CAUS et al., 1993)

La Formació Santa Fe fou definida inicialment per MEY *et al.* (1968), però CAUS *et al.* (1993) van individualitzar la seva part alta com a Formació Pardina. Aquestes dues formacions estan separades per una paraconformitat (CAUS *et al.*, 1993).

El límit inferior de la Formació Santa Fe és una discordança angular per sobre de les unitats del Cretaci Inferior (Mb. Coll d'Abella i Fm. Lluçà dins els límits de la zona d'estudi, vegeu figura 2.6). L'angularitat d'aquest contacte augmenta cap al N i NE. El límit superior és un contacte net amb les margues de la Fm. Reguard.

Les dues unitats sumen conjuntament una potència al voltant dels 40 m que es manté constant a la zona d'estudi (figura 2.9). La Fm. Santa Fe consisteix en 15-20 m de calcàries de textura *packstone* i *wackesto-ne*, amb presència abundant de *Praealveolina*, ovalveolines, miliòlids, rudistes, equinoderms, gasteròpodes, ostreids, algun fragment de corall, algues dasicladals i bioturbació escassa. La Fm. Pardina correspon a un tram d'uns 25 m de calcàries de textura principalment *wackestone*, i de forma minoritaria *packstone* i *mudstone*. Presenta un contingut abundant de calcisferes (*Pithonella*), foraminífers planctònics, briozous, fragments d'equinoderms i glauconita. A sostre d'aquest tram, un nivell glauconític marca el límit amb la Formació Reguard.

La Formació Santa Fe s'interpreta com a dipositada en un medi de plataforma soma. La presència de praealveolines permet assignar-li una edat Cenomanià superior. La Formació Pardina s'interpreta com a dipositada en un ambient de plataforma oberta. La presència d'associacions de foraminífers de les zones *Helvetoglobotruncana helvetica* i *Marginotruncana schneegansi* permeten assignar-li una edat Turonià mig i superior (GÓMEZ-GARRIDO, 1987).



Figura 2.8: Unitats estratigràfiques del Cretaci Superior definides a l'àrea d'estudi per diversos autors, i correlació amb la nomenclatura utilitzada en aquest treball. A partir d'autors diversos. En aquesta Tesi s'han revisat en particular els límits i la nomenclatura de les unitats compreses entre el Coniacià i el Santonià inferior (Formació Sant Corneli, vegeu explicació al text).

Formació Reguard (MEY et al., 1968)

Aquesta formació es troba molt desenvolupada a la transversal del riu Flamisell, on fou definida per MEY et al. (1968). A la zona d'estudi es troba amb potències reduïdes i consisteix en una alternança de margues i margocalcàries noduloses (figura 2.9). GALLEMÍ et al. (1982) defineixen a la zona d'estudi una formació parcialment equivalent en edat a la Formació Reguard, la qual van anomenar Formació Cal Trumfo (figura 2.8). La coincidència en les fàcies, registre fòssil i edats establertes per aquesta formació permeten integrar la seva part baixa dins la Formació Reguard, i així es proposa en aquest treball.

A la zona d'estudi, el límit amb la unitat inferior és un contacte net situat sobre un nivell ric en glauconita i el límit amb la unitat superior, és un contacte brusc amb les calcàries de la Formació Congost. A escala regional, aquest darrer contacte és discordant i afavoreix que la Formació Reguard augmenti de potència cap al nord (Muñoz *et al.*, 2010). La discordança es pot observar fora de l'àrea d'estudi, als sectors est i nord del poble d'Hortoneda (figura 2.6).

La unitat té una potència variable de sud a nord, des de 20 m al sector de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols (figures 2.6 i 2.9) fins a 130 m al sector d'Hortoneda (figura 2.6). Està constituïda per una alternança rítmica de margues argiloses i calcàries margoses, majoritàriament noduloses, amb estratificació d'ordre decimètric. Conté miliòlids i altres foraminífers, espícules d'esponja, ostràcodes, equinoderms i alguns bivalves. També presenta bioturbació, un cert contingut en quars i, localment, glauconita.

S'interpreta com a dipositada en un medi de talús i plataforma oberta per sota de la zona fòtica.

A la seva localitat tipus les associacions fòssils de la zona de *Marginotruncana schneegansi* permeten assignar-li una edat Turonià superior (GÓMEZ-GARRIDO, 1987).

Formació Congost (MEY et al., 1968)

Aquesta unitat va ser definida formalment per MEY *et al.* (1968), posteriorment estudiada en detall per NAGTEGAAL (1972) i més modernament també per altres autors (BOOLER i TUCKER, 2002). En aquesta Tesi es proposa integrar la part alta de la Formació Cal Trumfo de GALLEMÍ *et al.* (1982) dins la Formació Congost.

Està formada per calcàries bioclàstiques, calcàries massives coral·lines, calcàries amb rudistes i calcàries micrítiques. Localment poden ser glauconítiques i/o gresoses.

El límit inferior és discordant sobre la Formació Reguard, observable al sector d'Hortoneda. Per contra, el límit superior és un pas gradual a la unitat de Collada Gassó.

La unitat té una potència variable, entre 80 i 120 m (figura 2.9). A la zona estudiada, BOOLER i TUCKER (2002) divideixen la unitat en dos paquets diferenciats, un primer tram denominat *unitat de clinoformes de Congost* i un segon anomenat *calcària de plataforma de Congost*.

La unitat de clinoformes presenta estratificació encreuada de gran escala de tipus sigmoidal, les clinoformes cabussen en direcció nord-nordoest. Es presenta en capes d'ordre mètric de to cru, formant cicles granocreixents, desde calcàries de textura *packstone* de gra fi a calcàries de gra groller amb textura *grainstone* i clastes arrodonits. Contenen foraminífers aglutinats, miliòlids, equinoderms, bivalves, ostràcodes, coralls,



Figura 2.9: Columna sintètica de les Formacions Santa Fe, Pardina, Reguard i Congost i fotografies representatives de les calcàries de les Formacions Santa Fe i Congost al sector d'Abella-Bóixols. FE = Santa Fe + Pardina; RG = Reguard; CG = Congost.

rudistes, briozous, algues dasicladals i rodofícies (Muñoz *et al.*, 2010). Al llarg de la sèrie s'observa un augment progressiu dels bioclastes juntament amb una disminució del contingut en quars. En aquelles àrees en les quals no s'observa la geometría sigmoidal, es continua reconeixent aquest tram inferior amb estratificació més potent (figura 2.9).

El tram superior presenta capes menys potents, d'ordre decimètric a mètric. Està format per calcàries de textura grainstone i packstone de tons crus, amb pàtina gris. Els grainstones són de gra groller, els packstones són freqüentment oolítics i també presenten òxids de ferro, algues rodofícies i fragments bioclàstics diversos (Muñoz et al., 2010). Prop del contacte amb la unitat superior les barres de calcàries esdevenen més bioclàstiques, riques en miliòlids, prenen una tonalitat ocre i intercalen nivells fins.

En conjunt, la formació s'interpreta com a dipositada en un ambient de plataforma amb desenvolupament de bioconstruccions de rudistes i coralls.

Els rudistes identificats al llarg de la unitat permet assignar-la al Coniacià (GALLEMÍ *et al.*, 1983). A la sèrie reconeguda per GALLEMÍ *et al.* (1983) a l'anticlinal de Sant Corneli s'hi van identificar espècies d'ammonits pertanyents al Turonià, de forma que l'edat del conjunt es pot considerar Turonià superior - Coniacià.

Formació Collada-Gassó (GALLEMÍ et al., 1982)

Definida per GALLEMÍ *et al.* (1982), consisteix en calcarenites, calcàries margoses, calcàries bioclàstiques i margues (figura 2.10). Es caracteritzen per una presència elevada de miliòlids i, en general, contingut fòssil abundant.

El límit amb la unitat inferior de Congost és transicional, caracteritzat per la presència de calcàries de textura *mudstone* i *wackestone* amb foraminífers aporcellanats (miliòlids, p. ex. *Broeckinella*, Muñoz *et al.*, 2010). El límit superior és concordant amb la unitat de Montagut de la formació suprajacent, i en algunes localitats té un component transicional (figura 2.6).

Aquesta formació augmenta de potència de sud a nord, desde 150 a 250 m i fora de la zona d'estudi pot assolir els 300 m (Muñoz *et al.*, 2010). Forma capes decimètriques amb estratificació tabular o ondulada de gran escala i, en alguns casos, estratificació encreuada de tipus *hummocky*. La sèrie és a grans trets granocreixent, el tram inferior és més fi i nodulós i cap a sostre predominen les calcarenites i calcàries més grolleres. Les calcarenites i calcàries bioclàstiques són de color marró-granatós amb pàtina ocre i les calcàries margoses i margues són de color gris a marronós.

S'organitza en cicles granocreixents, amb margues i margocalcàries noduloses a la base i calcàries de textura *packstone* i *grainstone* al sostre (figura 2.10). Les margocalcàries estan intensament bioturbades (figura 2.11) i són riques en fauna (miliòlids, pectínids, bivalves nacarats —ostreids— i algun rudista aï-llat). Els *packstones* i *grainstones* són bioclàstics, dominats per miliòlids i fragments bioclàstics (ostreids, gasteròpodes, rudistes, i equinoderms, entre altres). Són comunes les concrecions ferruginoses i algunes de les barres calcarenítiques tenen un contingut notable de quars. També s'observa la presència de fragments d'algues codiàcies i dasicladals (Muñoz *et al.*, 2010).

Barranc de Gassó



Figura 2.10: Columna sintètica de la Formació Collada-Gassó. Els requadres mostren detalls de la columna estratigràfica. ma = margues; maca = margocalcàries; cfi = calcàries de gra fi; cg = calcàries de gra groller.







Figura 2.11: Base de la Formació Collada-Gassó. El requadre a la columna mostra la localització de la fotografia dins la sèrie estratigràfica. Vegeu localització a la figura 2.10.

S'interpreten com a dipòsits de rampa carbonatada, dipositats en un medi nerític poc profund.

L'edat de la formació és imprecisa, se li atribueix Coniacià per correlació amb les unitats infra i suprajacents.

Formació Sant Corneli (GALLEMÍ et al., 1982)

Aquesta formació agrupa els materials que afloren a l'àrea de l'anticlinal de Sant Corneli (figura 2.6). Perfila molt bé la geometria en superfície d'aquest anticlinal a l'oest d'Abella de la Conca. Fou definida formalment per GALLEMÍ *et al.* (1982) i inclou dos membres, el Mb. Montagut i el Mb. Aramunt Vell. Segons GALLEMÍ *et al.*, aquesta formació ocupa una àrea més restringida i es relaciona lateralment i verticalment amb les formacions següents (figura 2.8):

- Part inferior de la Formació Abella (Coniacià-Campanià), aflorant al flanc sud de l'anticlinal de Sant Corneli i que agrupa els Membres de Coll de Jovell (Coniacià), Balcó del Cucut (Santonià inferior) i, parcialment, Collades (Santonià).
- Part inferior de la Formació Carreu (Coniacià-Campanià), aflorant al flanc nord de l'anticlinal de

Sant Corneli i que inclou els Membres de Clot de Moreu (Coniacià), El Grau (Coniacià superior -Santonià mitjà) i, en part, Prats de Carreu (Coniacià superior - Santonià superior).

Els mateixos autors redefineixen la Formació Carreu en treballs posteriors (GALLEMÍ *et al.*, 1983), i proposen un canvi de nomenclatura per a dos dels seus membres: Carregador de Carreu (Coniacià) i Margues amb Texanítids (Coniacià superior - Santonià mitjà), substituïnt Clot de Moreu i El Grau, respectivament (figura 2.8).

És interessant fer una menció especial al Membre Collades, el qual ha estat objecte de nombrosos estudis (GILI, 1992; GILI et al., 1994, 1995; SANDERS i PONS, 2001; SKELTON et al., 1995, 2003; VICENS et al., 1998; VILARDELL i GILI, 2003; SIMÓ, 1986, entre d'altres). A la literatura s'observa poc acord sobre la posició estratigràfica i estructural d'aquesta unitat, que se situa a cavall del Santonià inferior i el Santonià superior i que s'ha correlacionat lateralment amb el Membre Aramunt Vell, almenys de manera parcial (SKELTON et al., 1995; SANDERS i PONS, 2001) però també amb la Formació Herbasavina (GALLEMÍ et al., 1983; SIMÓ, 1986), vegeu figura 2.8.

En aquest treball s'ha resolt la relació entre aquestes formacions de caràcter local i s'ha simplificat la seva nomenclatura. En base a observacions estratigràfiques, estructurals i paleontològiques, es proposa integrar les diferents formacions descrites per GALLEMÍ *et al.* (1982) i estudis posteriors dins la Formació Sant Corneli. Tal com es proposa en aquest treball, aquesta formació està constituïda per calcarenites, calcàries, margocalcàries i margues, i es divideix en dos membres: *Membre Montagut* i *Membre Aramunt Vell* (figures 2.6 i 2.12). Aquesta discussió s'ha nodrit de la tasca de cartografia realitzada en el marc del projecte de cartografia geològica 1:25000 del full d'Aramunt (Muñoz *et al.*, 2010).

Membre Montagut (GALLEMí et al., 1982)

Unitat formada per calcàries i calcàries margoses de tons grisos a blanquinosos. Cap al nord i est de la zona d'estudi desapareixen els termes més calcaris i la unitat està dominada per margues i margocalcàries noduloses (figures 2.6 i 2.12).

Les fàcies tenen una distribució espacial característica, de tal forma que es pot dibuixar una línia imaginària de direcció NW - SE que separa una part dominada per calcàries, al SW, d'una part dominada per margues i margocalcàries, al NE. El trànsit lateral entre ambdós cinturons de fàcies és ràpid, essent les fàcies més profundes les localitzades al sector nord-oriental (figura 2.13).

El contacte amb la unitat inferior (Collada-Gassó) és net, localment transicional, mentre que el contacte amb la unitat superior (Aramunt Vell) és gradual.

En el sector sud-occidental la sèrie s'inicia amb un tram de margocalcàries noduloses i margues intercalades amb calcàries fines de textura micrítica a *wackestone* (figura 2.12, columna [2]). En la vertical graden a cicles de margocalcàries i calcàries més massives amb tendència grano i estratocreixent, on predominen les margocalcàries a la base i calcàries grolleres a sostre, aquestes últimes bioclàstiques i, en alguns casos, oolítiques (figura 2.14 a). Presenten colònies de rudistes (*Vaccinites*, hipurítids i radiolítids, entre d'altres GALLEMÍ *et al.*, 1983) i coralls, equinoderms, miliòlids, i fragments diversos (pectínids, rudistes, gasteròpo-



Figura 2.12: Columnes sintètiques de la Formació Sant Corneli en diferents sectors de l'anticlinal de Sant Corneli. Els requadres indiquen la localització, dins la sèrie estratigràfica, de les figures indicades.



des i equinoderms, entre d'altres GARRIDO MEGÍAS, 1973). Alguns dels cicles presenten un tram superior més calcarenític i acaben amb un sostre endurit ferruginitzat amb acumulacions de braquiòpodes (rinconèllids) que, juntament amb l'absència de rudistes, pot indicar condicions de sedimentació puntualment més profundes. Cap a sostre augmenta la presència de calcarenites i la sèrie agafa tonalitats més marronoses, fins que la presència de lacazines indica l'inici de la unitat Aramunt Vell.

En el sector nord-oriental, dominen les margocalcàries noduloses alternades amb margues i algun nivell calcarenític (figures 2.12 columna [3], 2.13 inferior i 2.14 b). Les capes competents presenten estratificació centimètrica a decimètrica. Contenen equinoderms, coralls solitaris, gasteròpodes, ostreids, pectínids, braquiòpodes, ammonits i, en menor proporció, rudistes (GALLEMÍ *et al.*, 1983). També contenen fragments abundants de bivalves diversos.

En conjunt s'interpreten com a fàcies de plataforma soma a plataforma externa, on les fàcies més profundes es localitzen al nord-est.

Les associacions de fòssils i especialment les diferents espècies d'ammonits i de rudistes permeten atribuïr a la unitat una edat Coniacià inferior - Santonià inferior (GALLEMÍ *et al.*, 1983).

Membre Aramunt Vell (GALLEMí et al., 1982)

Aquesta unitat està formada per calcarenites, calcàries, calcàries margoses, margues i argiles. Ha estat objecte de nombrosos estudis de detall de tipus paleontològic i sedimentològic (GILI et al., 1994, 1995; SKEL-TON et al., 1995, 2003; VICENS et al., 1998; VILARDELL i GILI, 2003; POMAR et al., 2005). Aquests autors descriuen dos tascons dominantment calcarenítics que s'interdigiten parcialment amb un tram carbonatat intercalat entre ells. Aquest fet ha portat a la divisió informal de l'esmentada unitat en tres trams: Aramunt Vell inferior, Aramunt Vell Mitjà i Aramunt Vell superior (GILI et al., 1994), que graden lateralment a la part mitjana Formació Carreu de GALLEMÍ et al. (1982). Posteriorment, es van definir sis trams: Membres Aramunt Vell inferior, Sant Pere de Vilanoveta, l'Aubagueta, Aramunt Vell superior, Llau de Castellet i Llau de Joncarlat (SKELTON et al., 2003). En el treball citat com en d'altres, la complexitat de l'estructura (amb nombroses falles) ha donat lloc a confusions en la correlació entre els diferents cinturons de fàcies (POMAR et al., 2005), vegeu figura 2.15.

En aquesta Tesi la unitat Aramunt Vell integra tots els dipòsits compresos entre la unitat subjacent Montagut i la unitat suprajacent Herbasavina, sense diferenciar-se membres de manera formal. Tot i que la distribució i geometria dels cinturons de fàcies queda desdibuixada en l'actualitat degut a que es troben plegats per l'anticlinal de Sant Corneli, s'organitzen formant franges orientades NNW - SSE. A grans trets, en la part més sud-occidental predominen els dipòsits calcarenítics, seguits de fàcies margoses i calcàries amb colònies de rudistes i coralls a la zona central i, finalment, fàcies més profundes amb margues i margocalcàries al nord-est (figures 2.12 i 2.13). La similitud entre les fàcies i l'estudi estructural detallat de la zona permet correlacionar els dos flancs de l'estructura (figura 2.14 c i d). Aquesta distribució dels cinturons de fàcies del Mb. Aramunt Vell mostra una tendència similar a la del Mb. Montagut.

El contacte amb la unitat inferior (Montagut) és gradual, tot i que aquest trànsit localment pot ser ràpid.



Figura 2.14: Diferents trams de la Fm. Sant Corneli. **a:** Mb. Montagut, en fàcies de margocalcàries i calcàries massives. S'aprecia la potència de les capes i els cicles estratocreixents. L'escala està indicada per una persona. **b:** Membre Montagut al flanc nord de l'anticlinal, en fàcies de margocalcàries i margues. **c:** Membre Aramunt Vell al flanc nord de l'anticlinal, en fàcies carbonatades dominades per coralls i rudistes, passant a fàcies de conca cap al NE. L'escala està indicada per una torre elèctrica. **d:** Membre Aramunt Vell al flanc sud de l'anticlinal, passant a fàcies de calcarenites i calcarenites quarsítiques. Vegeu figura 2.12 per la localització de les fotografies dins la sèrie estratigràfica de la unitat.



l fàcies calcarenítiques proximals fàcies calcarenítiques amb intercalacions margoses (condicions més restringides) fàcies dominades per coralls i rudistes (condicions de marge de plataforma) fàcies margoses, trànsit a condicions més profundes fàcies calcaries amb presència de coralls i rudistes. condicions de plataforma

fàcies margoses, trànsit a condicions més profundes

Figura 2.15: Part superior: Nomenclatura, límits i edat de la Formació Sant Corneli i els seus membres. Comparació entre treballs previs i aquest estudi. El Membre Llau de Castellet (SKELTON *et al.*, 2003) correspon a la "unitat de margues i calcàries margoses marró" de VICENS *et al.* (1998) mentre que el Membre Llau de Joncarlat (SKELTON *et al.*, 2003) equival a la "unitat de margues i calcàries margoses blanques" de VICENS *et al.* (1998). Ambdues equivalen parcialment als membres d'El Grau i Prats de Carreu de GALLEMÍ *et al.* (1982). Part inferior: Esquema de relacions estratigràfiques entre els diferents cinturons de fàcies de la Formació Sant Corneli. [1] [2] i [3] marquen les ubicacions aproximades de les columnes de la figura 2.12.

El límit amb la unitat superior (Herbasavina) és un contacte en general brusc, discordant i lleugerament angular, o bé paraconcordant, caracteritzat per la presència de fons endurits ferruginitzats en algunes zones. El trànsit gradual de tota la unitat d'Aramunt Vell a fàcies margoses cap al nord-est dificulta l'establiment del contacte entre aquesta unitat i les margues d'Herbasavina en aquella zona i no s'ha pogut resoldre satisfactòriament.

Els trams calcarenítics estan formats per fàcies de calcarenites quarsítiques o bioclàstiques (*packstones* i *grainstones*), de gra fi-mig a groller i de color gris a marró, amb pàtina marró o cru (figura 2.12). S'organitzen en seqüències estrato i granocreixents i intercalen nivells centimètrics a decimètrics de margues grisoses a marronoses. En general tenen estratificació tabular decimètrica a mètrica i poden presentar estratificació encreuada a gran escala i estratificació *hummocky* (molt evidents en el tram superior, al sector del poble d'Aramunt Vell, figura 2.16). Presenten un contingut variable de quars (clastes angulosos) que augmenta en la part alta de la sèrie, i restes fòssils silicificades. Contenen de manera característica lacazines, també miliòlids simples i complexos, algues dasicladals, briozous i fragments bioclàstics abundants i diversos (rudistes, coralls, equinoderms —closques i espícules—, gasteròpodes, ostreids i altres tipus de bivalves), així com restes vegetals. La part alta de la sèrie passa lateralment a fàcies de margues, argiles i margocalcàries de tons crus - marrons cap a l'est. Aquestes fàcies margoses presenten equinoderms, coralls solitaris (*Cunneolites*), braquiòpodes, gasteròpodes i altres tipus de bivalves (entre ells algun rudista de tamany petit). Segons SIMÓ (1986), els paleocorrents indiquen sentit de transport cap al NNW i NE. S'interpreten com a dipòsits de plataforma poc profunda i litorals (amb la seva màxima expressió en els dipòsits de platja presents al sector del poble d'Aramunt Vell, on s'ha definit la sèrie tipus d'aquestes fàcies).

Els trams carbonatats estan constituïts per calcàries amb rudistes acompanyades de calcarenites i margues, totes elles amb forta presència de fauna marina (figures 2.12 i 2.17). S'hi poden distingir diverses litofàcies típiques de les platafomes carbonatades dominades per rudistes, segons la definició establerta per POMAR *et al.* (2005) (taula 2.1). Aquestes consisteixen en: fàcies *sheetstone* de coralls, esponges i rudistes, fàcies mixtes de coralls i rudistes (figura 2.17 b), acumulacions denses d'hipurits (figura 2.17 c) i calcàries bioclàstiques amb rudistes. Les parts calcarenítiques consisteixen en: calcarenites dominades per foraminífers i, finalment, margocalcàries i margues noduloses. Aquestes litofàcies s'organitzen espacialment en una alternança vertical entre les pertanyents a les acumulacions de rudistes i les més calcarenítiques (figura 2.17 a). Ambdues, passen lateralment a les fàcies més margoses cap a la conca, en direcció NE (figura 2.14 c). S'interpreten com a dipositats al marge d'una plataforma poc profunda, en transició cap a la conca. Les fàcies dominades per margues equivalen a les fàcies margoses-argiloses de tonalitat marró que s'han descrit en el paràgraf anterior (equivalents laterals de la part alta de la sèrie calcarenítica).

Els trams més produnds del sector nord-oriental estan dominats per margues i margocalcàries noduloses de color gris clar a cru (similars a les descrites a la taula 2.1, i de forma minoritària capes calcarenítiques de gra fi i argiles (figura 2.12, columna [3] i figura 2.13). Presenten fauna abundant caracteritzada per esponges silicificades, braquiòpodes, gasteròpodes, inoceràmids, ammonits i equinoderms (GALLEMÍ *et al.*, 1983). Localment també presenten rudistes. S'interpreten com a dipositats en un medi nerític.



<u>Llegenda</u>

- Iacazina
- ⊘ miliòlids
- o foraminífers indiferenciats
- $\bigotimes\,$ fragments de bioclastes
- restes vegetals indiferenciades Ø
- 😲 glauconita methardground
- Fe crosta ferruginosa → granoselecció creixent



Figura 2.16: Esquema estratigràfic i aspecte de la part alta del Membre Aramunt Vell. Vegeu figura 2.12 per la posició d'aquesta figura en la columna estratigràfica sintètica de la unitat.

Fàcies <i>sheetstone</i> de coralls, esponges i rudistes (figura 2.17)	 formant catifes a la base de les acumulacions de rudistes, potència ≤ 3m, estratificació irregular, ordre cm, textura sheetstone - rudstone, fauna: coralls (geometria plana i tabular), esponges, rudistes (radiolítids, requienítids, vaccinítids petits i hipurítids), bivalves diversos i algues, quars rar o absent, roca encaixant: gra mig-groller i/o margosa
Fàcies mixtes de coralls i ru- distes (figura 2.17)	 formant el nucli de les acumulacions de rudistes, potència 5-10 m, disminuïnt cap a la conca (NE). Extensió lateral km, estratificació irregular a massives, textura mixstone, fauna: colònies coral·lines (domals/tabulars), grans rudistes solitaris en posició de vida (Vaccinites, GALLEMÍ et al., 1983), petits hippurítids, radiolítids, esponges, algues roges i equinoderms, quars ≤ 5%, roca encaixant: gra mig, grano-suportada (± matriu-suportada)
Acumulacions denses d'hipu- rits (figura 2.17)	 potència ordre m, continus lateralment, textura <i>pillarstone</i>, fauna: hipurítids (posició sub-vertical, inclinats en direcció a la costa (SW), puntualment horitzontals), roca encaixant: gra mig, matriu-suportada (± grano-suportada)
Calcàries bioclàstiques amb rudistes	 a sostre de les acumulacions de rudistes, potència dm, estratificació tabular, clinoformes en direcció a la conca (NE),gra groller, clastes arrodonits, textura grainstone-packstone, contingut fòssil: fragments de coralls i rudistes, algues roges, equinoderms, ostràcodes i mol·luscs, quars minoritari
Calcarenites amb foraminí- fers	 intercalades entre les litofàcies calcàries amb coralls i rudistes color ocre-marró, gra groller - molt groller, estratificació dm-m, estratificació encreuada sigmoidal, textura packstone-grainstone, cap al NE esdevenen de gra més fi i dominen les textures matriu-suportades contingut fòssil: foraminífers bentònics (miliòlids), també, algues roges, ostràcodes i fragments bioclàstics diversos (rudistes, coralls, bivalves, gasteròpodes i briozous), quars variable (5-20%)
Margocalcàries i margues no- duloses	 estratificació pobra, ordre dm, equivalents laterals de les fàcies amb coralls/rudistes i de les fàcies calcarenítiques, textura Wackestones-packstones, contingut fòssil: foraminífers plantònics (lacazines), bivalves (braquiòpodes), coralls so- litaris (cunneolites), petits rudistes i altres mol·luscs, quars variable

Taula 2.1: Litofàcies dels trams carbonatats del Membre Aramunt Vell



figura 2.12 per la localització d'aquesta figura dins la sèrie estratigràfica de la unitat i taula 2.1 per a la descripció de les diverses litofàcies (Fotografia: Lluis Pomar). configuren les bioconstruccions de coralls i rudistes. Modificat de Pomar et al. (2005). b: litofàcies d'acumulacions denses d'hipurits. c: litofàcies de coralls i rudistes. Vegeu Figura 2.17: Detall i esquema estratigràfic del tram amb acumulacions de rudistes del Mb. Aramunt Vell. a: Esquema de disposició espacial de les diferents litofàcies que L'edat de tot el conjunt s'ha establert a partir de les espècies identificades de rudistes, ammonits i associacions de foraminífers, en combinació amb les relacions laterals entre els diferents cinturons de fàcies. La base de la formació se situa en un edat Santonià inferior. Pel que fa al sostre, per correlació regional amb altres formacions equivalents del Montsec, és coherent assignar-li una edat Santonià inferior (unitat de gresos del Monstec, vegeu PI *et al.*, 2002).

2.2.4 Registre sinplegament: del Santonià Superior al Maastrichtià

Els materials d'aquest grup registren la primera etapa de l'Orogènia Alpina als Pirineus. Aquesta etapa es caracteritza per la inversió de les conques extensives prèvies i per l'emplaçament del mantell de Bóixols. Els dipòsits corresponents a aquest període estan fortament controlats per la tectònica d'inversió i afloren al voltant de les estructures pirinenques cobrint-les o recolzant-se sobre els seus flancs.

A la zona d'estudi, l'expressió més clara d'aquest estadi és el creixement de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols. S'inicia amb un aprofundiment sobtat respecte a l'estadi anterior que, a la zona d'estudi, està representat per la deposició de sediments carbonatats relativament profunds. La sèrie evoluciona cap a sostre perdent el component carbonatat i esdevenint predominantment detrítica. Els estadis finals es dipositen en un context continental, de tal manera que a grans trets aquest cicle mostra una tendència someritzant.

En aquesta Tesi, els dipòsits pertanyents a aquest període s'han dividit en dos grups (figura 2.6: la part baixa correspon a la *Formació Margues d'Herbasavina*, mentre que la part alta està constituïda pels materials del *Grup Areny* (tal com s'ha utilitzat aquest terme en el present estudi) i les fàcies garumnianes de la conca de Tremp. Aquesta subdivisó s'ha fet atenent criteris litoestratigràfics i també tectonoestratigràfics, i a partir de treballs realitzats anteriorment a la zona per altres autors (figura 2.18).

Els dipòsits d'aquest període integren diferents unitats que, al seu torn, presenten diferents cinturons de fàcies. Aquests cinturons de fàcies mostren trànsits laterals ràpids i en la vertical experimenten un desplaçament respecte els cinturons de fàcies de les unitats subjacents. Aquestes relacions suggereixen una topografia deposicional acusada i canviant, influenciada per un context tectònic actiu. Cal destacar que la composició dels clastes en les fàcies detrítiques i dels extraclastes en les fàcies més carbonatades aporta un criteri addicional per acotar el desenvolupament principal de l'anticlinal de Sant Corneli.

2.2.4.1 Registre sinplegament I

Formació Herbasavina (SIMÓ, 1985)

Aquesta unitat fou definida per GALLEMÍ *et al.* (1982) com a Membre Herbasavina de la *Formació Carreu* (Coniacià-Campanià) i es correlacionava lateralment amb el *Membre Podega* (Santonià superior - Campanià inferior) de la *Formació Abella*. SIMÓ (1985) agrupa aquest dos membres en la Formació Herbasavina, fórmula que també s'utilitza en aquest treball (figura 2.18). Les margues de la unitat d'Herbasavina són equivalents al *Membre Mascarell* de la Formació Vallcarga (NAGTEGAAL, 1972) i la seva deposició està associada als inicis de la compressió Alpina (MUÑOZ, 2002).



2010).A partir d'autors diversos. (1985). utilitzada en aquest treball. Fonts utilitzats per a la subdivisió: límit de les formacions principals: Mey et al. (1968); unitats dins la formació Vallcarga: NACTEGAAL (1972) i SIMÓ Figura 2.18: Unitats estratigràfiques sincròniques al desenvolupament de l'anticlinal de Sant Corneli a l'àrea d'estudi. Nomenclatura dels treballs anteriors i correlació amb la (1992) i autors anteriors. Subdivisió establerta durant la realització del projecte cartografia geològica 1:25000 dels fulls de Tremp i Aramunt (Carrera et al., 2009a; Muñoz et al. . Límits del Grup Areny: Fondecave-Wallez et al. (1989) i Deramond et al. (1993); organització interna del Grup Areny: Arbués (1987). Unitats dins el Garumnià: Cuevas

La Formació Herbasavina és una unitat dominada per fàcies argiloses de tons grisos - blaus, margues noduloses i, en menor proporció, nivells limolítics fins. Aflora al voltant de l'anticlinal de Sant Corneli a l'est de la Noguera Pallaresa. El seu equivalent distal, el Membre Mascarell, aflora a l'oest del mateix riu (figura 2.6).

El límit amb la unitat inferior (Aramunt Vell) és un contacte a grans trets discordant. Al sector del poble d'Aramunt Vell s'observa una angularitat de baix grau amb els dipòsits inferiors, així com la presència d'un fons endurit, ferruginitzat i amb incrustacions d'ostreids i coralls. A la part oest i sud-oest de l'anticlinal de Sant Corneli s'observa aquesta angularitat, així com la presència d'estructures menors afectant el contacte. A la part sud, sobre les fàcies carbonatades del Membre Aramunt Vell, el contacte és brusc i concordant a escala d'aflorament.

El sostre de la unitat està freqüentment erosionat, excepte al sud-oest de l'anticlinal de Sant Corneli on es pot observar un contacte transicional entre les margues de la unitat d'Herbasavina i les margocalcàries d'El Call (figura 2.6). Aquest trànsit acaba esdevenint erosiu cap a l'oest conforme les margocaclàries d'El Call es veuen progressivament afectades per falles que desestabilitzen la plataforma (vegeu pàgina 51). A l'oest de la Noguera Pallaresa, on ja no aflora la Formació d'Herbasavina, les turbidites del Membre Mascarell es troben fortament erosionades per les fàcies olistostròmiques de la unitat de Puimanyons (figura 2.6).

La sèrie s'inicia amb un tram basal poc potent de margocalcàries molt noduloses i margues de color ocre a gris clar (figura 2.19 c). S'organitzen en capes tabulars de potència centimètrica a decimètrica, i presenten bioturbació per caus de cranc i fauna relativament abundant entre la que s'hi han descrit esponges silicificades, inoceràmids, ammonits, equínids (GALLEMÍ *et al.*, 1983), bivalves i lacazines (MERCEDES, 2005). Gradualment, les barres de margocalcàries es fan més primes i desapareixen, alhora que les fàcies toves esdevenen més argiloses. Aquestes, adquireixen un to més blavós, són de laminades a massives i intercalen capes llimoses de color groguenc i potència centimètrica (figura 2.19 b). La potència de la unitat és variable, amb un màxim observat d'uns 600 m a la part occidental i nord-occidental de l'anticlinal.

S'interpreten com a sediments dipositats en un medi de plataforma oberta i talús.

L'edat d'aquests sediments s'ha establert a partir de les associacions de foraminífers planctònics en un Santonià mitjà(?) i superior a Campanià inferior-mitjà (GÓMEZ-GARRIDO, 1987).

2.2.4.2 Registre sinplegament II

Grup Areny

Els sistemes sedimentaris del Grup Areny han estat objecte d'estudi des de fa dècades (MEY *et al.*, 1968; NAGTEGAAL, 1972; GHIBAUDO *et al.*, 1973; SOUQUET, 1984; MUTTI i SGAVETTI, 1987; SIMÓ, 1985, 1986, 1989; ARBUÉS, 1987; ARBUÉS *et al.*, 1996; ARDÈVOL *et al.*, 2000, entre d'altres). Les condicions d'aflorament i la naturalesa d'aquests dipòsits han focalitzat l'interès de diverses generacions de geòlegs que els han estudiat des de diferents disciplines.

Abans de procedir amb les descripcions estratigràfiques, cal diferenciar entre els conceptes de Formació Areny (s.s.), Seqüència Areny i Grup Areny en el seu sentit més ampli (forma que s'ha emprat en aquest



mitjà). c: Aspecte nodulós de les margocalcàries a la base de la unitat. mostra la localització de la imatge c. b: Part mitja de la unitat al flanc nord de l'anticlinal. Al fons s'observen els conglomerats discordants de la serra de Pessonada (Eocè Figura 2.19: Fm. Herbasavina. a: Part basal de la unitat al sector del tancament periclinal perfilat per les calcarenites quarsítiques del Membre Aramunt Vell. El requadre

treball).

La Formació Areny, definida per MEY *et al.* (1968), deu el seu nom a la localitat d'Areny a la vall de la Noguera Ribagorçana (figura 2.18). Correspon als dipòsits de margues, calcarenites i calcarenites quarsítiques d'edat Maastrichtiana compreses entre les unitats margoses subjacents de la Formació Vallcarga (Santonià Superior - Campanià) i les unitats lacustres i continentals suprajacents de la Formació Tremp (Maastrichtià-Paleocè). La part alta d'aquesta formació, corresponent a calcarenites quarsítiques ben seleccionades, també es coneix popularment amb el nom de "Gres d'Areny". La Formació Vallcarga, per la seva banda, designa els dipòsits turbidítics, olistostròmics i margosos corresponents als Membres Mascarell, Puimanyons i Salàs, respectivament (NAGTEGAAL, 1972). Finalment, la Formació Tremp dóna noma a les fàcies garunnianes de la conca de Tremp. Fora d'aquesta definició litoestratogràfica aquestes formacions han passat per diverses revisions.

SIMÓ (1985, 1986) va redefinir aquests sistemes sedimentaris en termes d'estratigrafia seqüencial, de tal forma que les formacions Vallcarga, Areny i Tremp de MEY *et al.* (1968) es van incloure dins de dues megaseqüències deposicionals delimitades per discontinuïtats de primer ordre: la seqüència de Vallcarga (Santonià Superior - Campanià) i la seqüència d'Areny (Campanià terminal - Maastrichtià) (vegeu figura 2.18). La seqüència de Vallcarga inclouria la Fm. Herbasavina, el Mb. Mascarell i el Mb. Puimanyons, mentre que la seqüència d'Areny inclouria el Mb. Salàs, la Fm. Areny *s.s.* i la part basal de la Fm. Tremp. Més endavant, SIMÓ (1989) integra l'Olistostroma del Mb. Puimanyons a la part basal de la seqüència Areny.

MUTTI i SGAVETTI (1987) i SGAVETTI (1992, 2002) també van redefinir aquests sistemes sedimentaris en termes d'estratigrafia seqüencial. Així, els "estrats d'Areny" (MUTTI i SGAVETTI, 1987) inclourien dues seqüències estratigràfiques: la Seqüència Orcau i la Seqüència Areny (figura 2.18). La primera, d'edat Campanià terminal - Maastrichtià inicial, que integra la part superior de la Formació Vallcarga i la part inferior de la Formació Areny de MEY *et al.* (1968). La segona, d'edat Maastrichtiana, inclou la part alta de la Formació Areny de MEY *et al.* (1968).

DERAMOND *et al.* (1993) introdueixen el concepte de Grup Areny, que inclou la part alta de la Formació Vallcarga, la Formació Areny i la part baixa de les fàcies garumnianes de MEY *et al.* (1968). En aquest cas, el grup Areny es subdivideix en seqüències estratigràfiques en funció de variacions eustàtiques i inclou quatre seqüències: Montesquiu, Orcau Vell, Santa Engracia i Orrit (figura 2.18).

ARBUÉS (1987), també en termes d'estratigrafia seqüencial, redefineix les seqüències d'autors anteriors i divideix els dipòsits que van des del Campanià terminal al Maastrichtià en quatre seqüències deposicionals: SD-1, SD-2, SD-3 i SD-4, al seu torn formades per diversos conjunts de sistemes deposicionals (figura 2.18 i figura 2.20 a). A més d'aquesta subdvisió, el mateix autor va elaborar una litostratigrafia més detallada que ha estat integrada en els mapes geològics 1:25000 d'Isona i Vilamitjana (ARBUÉS, 2001, 2004).

En aquesta Tesi la nomenclatura "Grup Areny" s'ha emprat per designar el conjunt de materials des de la base del Membre Puimanyons (Campanià terminal) fins a la base de la Formació Posa (Maastrichtià superior), i inclou els diferents conjunts de sistemes deposicionals d'Arbués (1987).

Les unitats litoestratigràfiques pertanyents al Grup Areny emprades en aquest treball són, de base a



Figura 2.20: a: Panell estratigràfic dels materials del Grup Areny entre Orcau i Santa Engràcia (Pau Arbués, treball no publicat 1989). **b:** Unitats estratigràfiques del Grup Areny definides en aquesta Tesi. Es mostren les relacions entre els diferents cinturons de fàcies per a cada unitat. Modificat de Pau Arbués (treball no publicat, 1989). Ne = Nerets; CO = Castell d'Orcau; GAL = Galliner; RA = Raval; FO = Font d'Orcau; CX = Corral de Xacó; SC = Sant Cebrià; SAL = Salàs; SR = Sant Roc; PUI = Olistostroma de Puimanyons; CALL = Plataforma d'El Call.

sostre: Formació Vallcarga (part mitja i superior, inclou el Membre Puimanyons i Membre Salàs), Conjunt de Sistemes Deposicionals de Sant Cebrià, Conj. Sist. Dep. de Font d'Orcau, Sist. Dep. de Raval, Conj. Sist. Dep. de Castell d'Orcau i Conj. Sist. Dep. de Nerets (vegeu figura 2.18 i figura 2.20 b).

En aquest treball, la part mitja i alta de la Formació Vallcarga s'ha incorporat als materials del Grup Areny, atès que el Membre Puimanyons marca un canvi en les condicions de sedimentació respecte les unitats inferiors i l'inici d'una tendència estratigràfica que continuarà fins a finals del Maastrichtià.

Formació Vallcarga (MEY et al., 1968)

Membre Puimanyons (NAGTEGAAL, 1972) i unitat d'El Call

La part mitja de la Formació Vallcarga, o Membre Puimanyons (NAGTEGAAL, 1972 i figura 2.18), és una unitat caòtica que aflora a la riba oest de l'embassament de Sant Antoni (figura 2.6. Es caracteritza per la presència de nivells olistrostròmics intercalats en margues de color gris - blavós i nivells turbidítics. El seu equivalent lateral a la riba est del mateix embassament està format per margocalcàries i margues, que en aquest treball s'han anomenat informalment *margocalcàries d'El Call*, per tal de diferenciar-les de les fàcies més caòtiques. El conjunt es disposa en forma de tascó que s'aprima cap a l'est fins a desaparèixer sota les parts altes del Grup Areny.

Les margocalcàries d'El Call afloren a la riba esquerra de l'embassament de Sant Antoni. El seu límit inferior és transicional amb la Formació Herbasavina. El seu límit amb les unitats superiors (Raval, Font d'Orcau, Sant Cebrià, Salàs i Sant Roc) evoluciona progressivament d'est a oest. Primer consisteix en un contacte erosiu sota Raval, després és una discordança amb *onlap* de les unitats suprajacents (Font d'Orcau, Sant Cebrià i Salàs) i finalment erosiu amb evidències de deformació sinsedimentària sota la unitat de Sant Roc (figura 2.20).

La unitat d'El Call presenta fàcies de plataforma, organitzades, formades per margues, margocalcàries i calcàries noduloses. Les margues tenen estratificació fina (cm), mentre que les calcàries i margocalcàries tenen estratificació centimètrica a decimètrica. Les capes dures tenen fragments bioclàstics diversos i al llarg de la sèrie es troben ammonits, innoceràmids i equínids (MERCEDES, 2005). És característica la presència de falles normals, que augmenten en nombre i dimensió en direcció oest, de tal forma que la unitat es va compartimentant i deformant fins que, a la riba oposada de l'embassament, les fàcies de plataforma ja no es reconeixen *in situ*. La potència màxima aproximada pot assolir els 250 m. Aquesta plataforma té les característiques d'una plataforma externa.

L'olistostroma de Puimanyons aflora a la riba dreta de l'embassament de Sant Antoni. El límit amb la unitat subjacent (Mascarell) és fortament erosiu. El límit amb la unitat suprajacent (Sant Roc) és concordant (figura 2.20). Consisteix en una alternança de nivells amb característiques litològiques i genètiques diferenciades (CARRERA *et al.*, 2009*a*). A grans trets, es poden identificar: [1] blocs de tamany hectomètric en una matriu margosa o llimosa; [2] trams turbidítics, en fàcies proximals i intermitges, constituïts per gresos i conglomerats intercalats en fàcies lutítiques; [3] blocs de tamany metric a decamètric, en una matriu margosa i llimosa amb deformació per slumps; i finalment [4] trams dominats per margues amb intercalcacions limolítiques bioturbades. En alguns d'aquests nivells, els blocs olistostròmics, formats per margocalcàries, tenen un aspecte similar a les margocalcàries d'El Call. En alguns dels nivells conglomeràtics de les fàcies turbidítiques, els clastes són arrodonits i s'hi poden reconèixer esquistos d'edat paleozoica i devoniana (NAGTEGAAL, 1972). La potència aproximada de tot el conjunt pot assolir els 400 m.

Les fàcies tipus [1] s'interpreten com el producte de colades fangoses que arrosseguen fragments de gran tamany d'una plataforma carbonatada (margocalcàries d'El Call); les fàcies tipus [2] s'interpreten com a corrents de terbolesa de baixa a alta densitat i fluxes hiperdensos; les fàcies tipus [3] s'interpreten com a dipòsits profunds de talús o peu de talús que intercalen dipòsits de colades fangoses; finalment, les fàcies tipus [4] s'interpreten com a dipòsits profunds de prodelta. L'alternança d'aquestes fàcies i les relacions de discordança d'unes respecte les altres permeten interpretar el caràcter multiepisòdic d'aquesta unitat, en oposició a un sol event catastròfic (CARRERA *et al.*, 2009*a*).

La presència de foraminífers planctònics i ammonits en diferents nivells de la sèrie permeten establir una edat Campanià Superior (GÓMEZ-GARRIDO, 1987) tant a una riba com a l'altra de l'embassament de Sant Antoni.

Membre Salàs (NAGTEGAAL, 1972) (Unitats de Salàs i Sant Roc)

Aquesta unitat correspon a la part alta de la Formació Vallcarga (NAGTEGAAL, 1972 i figura 2.18). Està formada per margues, margocalcàries i, en menor proporció, gresos. Té forma de tascó i s'aprima cap a l'est fins a desaparèixer. Aquest Membre s'ha subdividit en dues unitats, segons la presència de gresos i el grau de deformació sinsedimentaria que presenta: unitat de Sant Roc a la base i unitat de Salàs a sostre (CARRERA *et al.*, 2009*a*)(figura 2.6).

La unitat de Sant Roc és erosiva sobre les margocalcàries d'El Call i concordant sobre l'olistostroma de Puimanyons. El sostre és discordant amb la unitat de Salàs. El límit superior de la unitat de Salàs és sobtat amb la unitat de Sant Cebrià, tot i que en algunes localitats es poden observar estrats lenticulars de fàcies similars a les de Sant Cebrià dins la part alta de la unitat de Salàs (figura 2.20).

A la riba oriental de l'embassament de Sant Antoni, la unitat de Sant Roc està formada per margues argiloses, limolites i gresos de gra fi a gra groller. Les margues són de to gris-marronós i tenen múltiples cicatrius de lliscament amb bandes de calcita estriada a la seva base. En general estan defomades i presenten angularitats internes. Intercalen algunes capes limolítiques de tonalitat ocre i potència centimètrica. Els gresos són de color marró-ocre i formen capes tabulars d'ordre centimètric a mètric. Tenen bases erosives i intercalacions fines d'argiles. En general la base és massiva i cap a sostre presenten laminació fina, paral·lela o encreuada (*ripples*). Poden mostrar tendències estrato i granodecreixents. Els estrats estan freqüentment deformats, ondulats o contorsionats, amb *slumps* i estructures compressives sinsedimentàries. Contenen fragments bioclàstics, restes vegetals i, en menor grau, glauconita.

En aquesta zona, la unitat de Salàs està dominada per margues blaves, massives o laminades i cap a sostre intercala capes de margocalcàries i calcàries limolítiques de to gris. Les margocalcàries i calcàries limolitiques tenen estratificació tabular, de potència centimètrica a decimètrica i estructura massiva o laminada. Aquestes





barres augmenten en la vertical fins a esdevenir dominants sobre les margues, i lateralment poden passar a fàcies margoses cap a l'oest. A més, cap a sostre les margues esdevenen més argiloses i les capes competents es fan més gresoses i bioclàstiques (figura 2.21 c). En les fàcies margoses s'hi ha identificat diverses espècies d'inoceràmids i ammonits (MERCEDES, 2005).

A la riba oest de l'embassament de Sant Antoni en general les dues unitats es presenten en fàcies més distals. La unitat de Sant Roc està constituïda per margues amb deformació interna, i que intercalen capes de gresos i calcarenites (figura 2.21 **a** i **b**). Els gresos i calcarenites tenen base erosiva, laminacions paral·leles o encreuades i bioturbació. La unitat de Salàs està constituïda per dipòsits de margues i intercalacions de calcàries llimoses. Les margues es poden presentar slumpitzades (figura 2.21 **d**) i les calcàries llimoses són massives i bioturbades, però també poden presentar estructures tractives i laminació paral·lela i encreuada.

La potència total de les dues unitats pot assolir els 900 m. El conjunt s'interpreta com a dipositat en una plataforma externa o talús, amb ocurrència de corrents de terbolesa de baixa densitat.

Se li atribueix una edat Campanià superior - Maastrichtià inferior, establerta a partir de la presència de foraminífers planctònics (GÓMEZ-GARRIDO, 1987).

Conjunt de Sistemes Deposicionals de Sant Cebrià (ARBUÉS, 1987)

Aquesta unitat correspon a la base de la formació Areny de MEY *et al.* (1968). Està formada per gresos carbonatats bioclàstics de color marró a granatós i argiles marró. Cartogràficament té una lleugera forma de tascó, que s'obre cap a l'oest i es tanca cap a l'est. Aquesta forma cartogràfica es veu afavorida per diversos motius: *onlap* dels seus dipòsits sobre les margocalcàries d'El Call a l'est, localment trànsit als dipòsits de la part alta de Salàs, i escapçament sota els materials de la unitat de Galliner (figures 2.6 i 2.20).

El contacte amb la unitat de Salàs és en general brusc (figura 2.22), tot que i en algunes localitats es pot observar una tendència progressiva de la unitat inferior, que esdevé més detrítica i fins i tot inclou fàcies similars a les de la unitat de Sant Cebrià. El límit superior de la unitat és normalment transicional amb la unitat de Font d'Orcau, tot i que en la major part de la zona d'estudi la part alta de Sant Cebrià està escapçada pels dipòsits catastròfics relacionats amb la unitat de Galliner (figura 2.20).

Aquest conjunt de sistemes deposicionals està dominat per capes de gresos tabulars, de gra fi i majoritàriament mitjà a groller, localment molt groller. Tenen una pàtina de color marró-ocre i presenten laminació planoparal·lela, encreuada o sigmoidal (figura 2.22). Acostumen a ser molt bioclàstics i també contenen grans de quars subarrodonits, restes vegetals minoritàries, còdols tous i, localment, glauconita abundant. Els bioclastes estan formats per miliòlids i altres foraminífers bentònics, oòlits i fragments diversos entre els que destaquen les valves (CARRERA *et al.*, 2009*a*). En general la matriu és carbonatada, tot i que alguns nivells són essencialment argilosos. Localment apareixen nivells molt grollers amb passades de clastes de tamany centimètric i grans de quars mil·limètrics. A grans trets s'organitza en cicles caracteritzats per la presència o absència d'argiles. Quan la presència d'argiles és més abundant, les capes tenen estratificació més prima (cm-dm), els gresos són de gra més fi, acostumen a presentar laminació planoparal·lela i estan bioturbats. Per contra, els cicles amb absència d'argiles estan dominats per les fàcies més grolleres i més potents (dm-m), les



Figura 2.22: Conjunt de sistemes deposicionals de Sant Cebrià. **a:** Gresos carbonatats de Sant Cerbià en contacte amb la unitat de Salàs, sector d'Orcau (fàcies proximals). **b:** detall dels gresos de Sant Cebrià" amb intercalacions d'argiles. S'observen capes amb base erosiva i estratificació encreuada sigmoidal.

capes tenen bases erosives, laminació sigmoidal, clastes tous, clastes imbricats i passades de clastes grollers o molt grollers. És habitual observar que la laminació sigmoidal s'orienta en direccions oposades, tipus *tidal bundless*. Localment es poden observar evidències de deformació sinsedimentaria (*slumps*).

Seguint la mateixa tendència que les unitats subjacents, aquesta unitat presenta fàcies més distals cap a l'oest, menys amalgamandes, en general amb més presència d'argiles i amb interrupcions per fàcies turbidítiques.

S'interpreten com a dipòsits de plataforma interna a externa en un sistema dominat per marees. Se li atribueix una edat maastrichtiana.

Conjunt de Sistemes Deposicionals de Font d'Orcau (ARBUÉS, 1987)

Aquest conjunt està dominat per margues, amb intercalacions de margocalcàries i gresos carbonatats nodulosos. En general és una unitat tova que en el paisatge forma zones deprimides entre les unitats que l'envolten, més competents (figura 2.23). És més potent a la part occidental de la zona d'estudi, mentre que cap a l'est desapareix, donant una forma cartogràfica de tascó (figures 2.6 i 2.20).

La base és un contacte transicional ràpid sobre la unitat de Sant Cebrià, excepte en els afloraments més orientals d'aquesta unitat on s'observa com onlapa sobre els dipòsits carbonatats de la unitat d'El Call. A l'oest de la Noguera Pallaresa el contacte amb els materials de Sant Cebrià esdevé erosiu. Pel que fa al sostre, és un contacte discordant sota les calcarenites del sistema deposicional de Raval. La unitat també es troba escapçada per les fàcies caòtiques de la unitat de Galliner, que arriba a escapçar la unitat de Sant Cebrià, de manera que hi ha sectors on els materials de Font d'Orcau estan completament erosionats (figura 2.20).

Al sector d'Orcau s'hi pot identificar un tram basal (en el trànsit a la unitat de Sant Cebrià) on augmenta la proporció de gresos en relació amb les margues, que al seu torn són més argiloses. Aquests gresos són de gra fi a mig, bioclàstics, glauconítics i formen capes primes, de centimètriques a decimètriques, noduloses i bioturbades. Aquest tram és difícil d'identificar en altres sectors com ara la riba oest de l'embassament de Sant Antoni, probablement perquè passa a fàcies més distals, seguint la mateixa tendència que les unitats descrites anteriorment. En comparació amb la resta de la unitat Font d'Orcau, aquest tram representa un desplaçament dels cinturons de fàcies cap a la conca (figura 2.20). ARBUÉS (1987), atribueix aquestes fàcies a un conjunt de sistemes deposicionals anomenat Corral de Xacó. En aquesta Tesi s'ha optat per cartografiar-la i interpretar-la conjuntament amb els dipòsits de Font d'Orcau, atenent criteris d'escala i de resolució cartogràfica.

Sobre aquest tram basal dominen les margues de color gris-blavós, laminades o massives, molt bioturbades (per caus que arriben als 20 cm de longitud). Localment intercalen capes de gresos carbonatats de gra fi, bioclàstics, de potència centimètrica i amb estratificació molt nodulosa. Cap a sostre aquests gresos esdevenen menys carbonatats, prenen una tonalitat ocre i formen capes una mica més potents, d'ordre decimètric. En general al llarg de la sèrie s'observen obliqüitats entre les capes i a escala d'aflorament és comuna la presència de bandes de calcita estriada. Cap a l'oest la sèrie és més pelítica i intercala nivells de llims carbonatats i calcarenites bioclàstiques en cicles grano i estratocreixents, amb laminació planoparal·lela, encreuada i ondulada. S'observen superfícies internes de truncació (CARRERA *et al.*, 2009*a*).

S'interpreten com a fàcies de plataforma externa amb superfícies de truncació i reompliment per dipòsits turbidítics. L'edat és maastrichtiana.

Sistema Deposicional de Raval (ARBUÉS, 1987)

Aquesta unitat destaca en el paisatge per formar un interval més competent entre les unitats sub i suprajacents (figura 2.23). És una unitat poc potent formada per calcarenites.

El límit amb les unitats inferiors és erosiu. D'est a oest està en contacte amb: les fàcies amb rudistes del Mb. Aramunt Vell, les margues del Mb. Herbasavina, les fàcies de plataforma de la unitat d'El Call i, finalment, les fàcies margoses de la unitat de Font d'Orcau. El contacte amb la unitat suprajacent, Castell d'Orcau, és un contacte normal brusc. La unitat de Raval està escapçada per fàcies de megaturbidites (figures 2.23 i 2.24 a) i també queda truncada en un sector ampli de la zona d'estudi per les fàcies caòtiques de la unitat de Galliner (figures 2.6 i 2.20).

Està formada per capes de gresos estratificats (0.5-1 m), laminats, de color marró-cru, amb pàtina marróocre. L'estratificació és tabular i ondulada i presenten laminació planoparal·lela i sigmoidal, amb molt poca fracció fina. Quan hi són presents, dominen els sigmoids en una sola direcció (aparent cap a l'oest, figura 2.24 b). Les capes mostres tendències granocreixents, amb la base de gra més fi, nodulosa i bioturbada. El sostre és de gra mig a groller, molt bioclàstic i amb presència de glauconita. Els bioclastes estan constituïts per foraminífers bentònics i fragments d'ostreids, briozous, equinoderms i bivalves, entre d'altres. També presenta grans de quars que cap a l'oest desapareixen. Cap a sostre, la unitat esdevé de gra més fi.

S'interpreta com a dipositat en una plataforma dominada per les marees, des de la plataforma interna (avantplatja i platja baixa) a la part proximal de la plataforma externa. Se li assigna una edat maastrichtiana.

Conjunt de Sistemes Deposicionals de Castell d'Orcau (ARBUÉS, 1987)

El Castell d'Orcau és una unitat amb fortes variacions laterals, tant de fàcies com de potència. A grans trets està formada per gresos, margocalcàries i margues. Les fàcies més proximals afloren a l'est i les més distals a l'oest. Inlcou una unitat caòtica de fàcies margoses i turbidites,que en aquesta Tesi s'ha diferenciat de la resta i s'ha anomenat Unitat de Galliner.

unitat de Castell d'Orcau

El límit d'aquesta unitat amb les inferiors és variable d'est a oest. Al sud-est, al sector de l'anticlinal d'Isona és discordant sobre les unitats inferior del Grup Areny (figura 2.6, que en aquest treball no s'han diferenciat. Al sector d'Abella reposa discordantment sobre els dipòsits del Santonià inferior (Mb. Armunt Vell). Més a l'oest forma un contacte discordant sobre la unitat de Raval, que esdevé concordant a l'altra banda de la Noguera Pallaresa. La part baixa d'aquesta formació està truncada pels dipòsits caòtics de la unitat





Figura 2.24: Sistema Deposicional de Raval. **a:** Truncació del sistema deposicional de Raval per turbidites de la base de la unitat Castell d'Orcau, als peus del Castell d'Orcau. Aquesta imatge és un detall de la figura anterior. **b:** detall dels gresos carbonatats de la unitat de Raval on s'observa la seva laminació encreuada sigmoidal.
de Galliner (figura 2.23). Per contra, la seva part mitja i alta forma un trànsit lateral ràpid amb aquesta mateixa unitat. El límit amb les unitats suprajacents també canvia d'est a oest. Al sector de l'anticlinal d'Isona passa a la unitat de Posa amb un contacte normal-transicional. Cap a l'oest, forma un contacte net amb la Formació Conques, net amb el tram superior de la unitat de Nerets i finalment discordant sota la part inferior de la mateixa unitat (figures 2.20 i 2.6).

A la part oriental i sud de l'àrea d'estudi, al sector de l'anticlinal d'Isona, aquesta unitat està formada per gresos de gra groller a microconglomerats, de color marró amb pàtina marró-granatosa (figura 2.25). A la base de la unitat les capes tenen estratificació decimètrica i intercalen margues i capes de margocalcàries. Per damunt l'estratificació és d'ordre mètric i s'alternen cicles de granulometria de més fina a més grollera. Són gresos laminats, amb laminació encreuada de gran escala, planar o lleugerament sigmoidal i laminació planoparal·lela. Presenta quars abundant, restes bioclàstiques (fragments d'ostreids, bivalves, rudistes) i alguns clastes de tamany microconglomerat. Intercalen algunes passades d'argiles. Cap a sostre, en el trànsit a la unitat superior (Fm- Posa), l'estratificació es fa més prima (< 1 m) i s'observa intercalacions de margues grises i gresos carbonatats nodulosos, bioclàstics, de gra fi.

Al sector d'Orcau, aquesta unitat té dos trams diferenciats (figures 2.23 i 2.25): [1] Un tram inferior que, en contacte net amb la unitat de Raval, s'inicia amb una sèrie poc potent de margues i calcarenites carbonatades grises de gra fi, amb acumulacions de braquiòpodes (rinconèlids), gasteròpodes i bioturbació. Aquest contacte és localment erosiu i caracteritzat per la presència de fàcies de megaturbitides que escapcen la unitat subjacent. Segueix un interval margós, de to gris i marró clar, amb intercalacions de gresos fins en capes noduloses centimètriques i bioturbades. S'observen angularitats internes i superfícies de truncació amb presència de calcita estriada. [2] Un tram superior amb tendència granocreixent, de tonalitat marró, amb la part baixa de gra més fi i amb més intercalacions lutítiques. La part alta té menys intercalacions fines. Està organitzat en cicles de margues massives bioturbades i barres de gresos carbonatats, d'estratificació decimètrica, bioclàstics, amb alguns nivells quarsítics. Les barres tenen estructura massiva o laminada i sostres ondulats. Quan es presenta massiva és perquè està intensament bioturbada. Quan és laminada, pot ser laminació planoparal·la, encreuada de baix angle planar o bé sigmoidal (tipus *hummocky* o *swally*). Els bioclastes estan constituïts per orbitoides, miliòlids i altres foraminífers bentònics, així com fragments diversos (ostreids i altres valves).

Es considera dipositada en una plataforma dominada per les onades, des d'ambient d'avantcosta (*offshore*) a avantplatja (*shoreface*). Se li assigna una edat maastrichtiana.

unitat de Galliner

Aquesta unitat està formada per margues i intercalacions de gresos, és molt erosiva respecte les unitats inferiors i presenta un cert grau de desorganització interna. D'est a oest té una geometria a grans trets canaliforme, amb la màxima potència a la riba est de l'embassament de Sant Antoni. Escapça el conjunt de Sistemes Deposicionals de Sant Cebrià, arribant a posar-se en contacte directe amb la unitat Salàs, i erosiona completament les unitats de Raval i Font d'Orcau (figures 2.6, 2.20 i 2.26). El límit superior és un pas ràpid



Figura 2.25: Sistemes Deposicionals de Castell d'Orcau. **a:** tram superior i tram inferior de la unitat a la zona d'Orcau. El tram inferior té una tonalitat lleugerament més fosca i menys intercalacion fines. Al tram inferior s'hi observen cicatrius de lliscament. **b:** fàcies característiques de la unitat Castell d'Orcau al sector d'Isona, amb laminació encreuada sigmoidal.

a la part alta de la unitat de Castell d'Orcau o bé discordant sota la unitat de Nerets.

La base de la unitat està constituïda per margues argiloses de color marró desorganitzades i que inclouen blocs de tamany decamètric a mètric, subarrodonits a subangulosos (figura 2.26). La resta de la unitat està formada per margues argiloses de color marró, amb intercalacions centimètriques o decimètriques de gresos fins tabulars, carbonatats, amb clastes tous, base erosiva i sostre pla, en algun cas bioturbats (fàcies turbidítiques distals). Les margues poden presentar *slumps* i angularitats internes.

Al llarg de la unitat també s'intercalen capes potents (m) de gresos en fàcies turbidítiques proximals. Són de to gris i marró clar amb pàtina ocre. Tenen estratificació tabular, ondulada a gran escala. En general tenen base erosiva, amb acumulacions de clastes tous i clastes foscos subparal·lels a l'estratificació, i mostren deformació per escapament de fluids. Tenen una tendència granodecreixent, de gra molt groller - groller a gra mig-fi. A la base són massius i cap a sostre mostren laminació planoparal·lela. Lateralment, passen a capes més primes de gresos fins carbonatats i amb laminació fina planoparal·lela (com els que apareixen intercalats en les margues al llarg de tota la sèrie), per acabar desapareixent entre les margues.

Aquesta unitat s'interpreta com a dipositada en un medi de talús i prodelta, amb ocurrència de corrents de terbolesa de baixa i alta densitat.

Per la seva posició estratigràfica se li assigna una edat maastrichtiana i es considera contemporània a la part baixa-mitjana de la unitat Castell d'Orcau (figura 2.23).

Unitat de Nerets

Aquesta unitat correspon a la part alta de la Fm. Areny de MEY *et al.* (1968) i a la part baixa de la Sseqüència Deposicional IV de ARBUÉS (1987). Està formada per gresos i microconglomerats quarsítics o carbonatats. El límit inferior és discordant sobre les unitats Castell d'Orcau i Galliner i cap a l'oest arriba a estar en contacte amb els materials de Raval (figures 2.6 i 2.23). El límit superior és un pas lateral a les fàcies carbonatades de la Fm. Posa. o amb les lutites de la Fm. Conques (figura 2.20).

Es distingeixen dos trams. El primer és un microconglomerat quarsític de color grogós a vermellós. Forma grans paquets d'ordre mètric amb base erosiva i estratificació irregular. Aquests paquets tenen la part baixa més massiva i cap a sostre estratificació tabular d'ordre mètric. Poden presentar clastes tous a la base, estructures de deformació per escapament de fluids i capes contorsionades i plegades (figures 2.6 i 2.20). A sostre d'aquest primer tram s'intercala una llengua de fàcies carbonatades corresponents a la Formació Posa (figura 2.6. El contacte es caracteritza per la presència de paleosòls al sostre de les quarsarenites, que prenen una tonalitat vermellosa. El segon està format per gresos de gra mig a groller, bioclàstics, ben seleccionats i rics en quars. Tenen estratificació tabular, amb base erosiva i sostre pla. Són laminats, amb laminació encreuada de baix angle o bé planoparal·lela (figura 2.27). Poden presentar clastes tous a la base. En alguns trams presenten intercalacions de gra fi, bioturbació i nòduls carbonatats (aquests trams tenen estratificació irregular). A sostre, en contacte amb les lutites de la Fm. Conques, típicament s'hi observen paleosòls. Per contra, en contacte amb la Formació Posa, hi ha haver lumaquel·les d'ostreids o altres bivalves nacarats de tamany més petit.



Figura 2.26: Unitat de Galliner. a: Fotografia i fotointerpretació dels gresos carbonatats del sistema de Sant Cebrià escapçats per la unitat de Galliner. En aquesta localitat arriba a posar-se en contacte amb la part alta de la unitat Salàs.
b: detall d'olistòlits a la base de la de Galliner. c: detall de les fàcies turbidítiques proximals. S'observa que els clastes tous de la base són subparal·lels a l'estratificació. d: detall de les fàcies turbidítiques distals de la unitat de Galliner a la zona de contacte amb els gresos quarsítics de la unitat de Nerets.



Figura 2.27: Unitat de Nerets. **a:** part alta de la sèrie, ben estratificada i amb laminació encreuada de baix angle, aquí en tons grisos. **b:** deformació sinsedimentaria en el tram inferior

La part baixa s'interpreta com a dipòsits d'alta densitat, mentre que la part alta correspon a dipòsits de platja. Se li assigna una edat maastrichtiana.

Grup de Tremp (CUEVAS, 1992)

En la zona d'estudi, els materials del trànsit Mesozoic - Cenozoic estan compostos per lutites, gresos i conglomerats d'origen essencialment al·luvial, localment amb intercalacions de facies lacustres, de potència i constitució variables (CUEVAS, 1992). Aquest conjunt de materials es coneixen a la literatura com a "Garumnià", "fàcies garumnianes", "fàcies Garumna" (Muñoz, 2010), "Formació Tremp" (MEY *et al.*, 1968), "Tremp red beds" (SIMÓ, 1986) o Grup de Tremp (CUEVAS, 1992). Dels estudis estratigràfics centrats en el Garumnià destaquen els realitzats per ROSELL (1967) i ROSELL *et al.* (2001), LIEBAU (1973), CUEVAS (1992), entre d'altres.

Aquest estudi es basa en la classificació litoestratigràfica que va establir CUEVAS (1992) a partir d'observacions pròpies i treballs previs. Segons aquest autor, les unitats estratigràfiques del Grup de Tremp són les següents, de base a sostre: Formació Posa, Formació Conques (que comprèn també els membres de Tossal d'Obà i Basturs), Formació Talarn, Formació Suterranya i Sant Salvador de Toló, Formació Esplugafreda, i finalment Formació Claret. El límit K-T se situa a sostre de la Formació Talarn (CUEVAS, 1992).

La Formació Talarn marca un canvi en la configuració regional de la conca sedimentària que s'ha relacionat amb la finalització de l'activitat principal a l'anticlinal de Sant Corneli (CUEVAS, 1992). Per aquest motiu, es descriuen en aquest apartat les dues primeres formacions de les enumerades anteriorment.

Formació Posa (CUEVAS, 1992)

Formada per lutites, calcàries micrítiques o bioclàstiques i, de forma més minoritària, gresos. Aquesta unitat, situada en el trànsit entre les fàcies litorals del Grup Areny i les fàcies continentals garumnianes, presenta fortes variacions a nivell de sèrie estratigràfica i de potència.

Els límits amb les unitats sub- i suprajacents són transicionals, amb interdigitacions laterals, motiu que afavoreix les variacions de potència en aquesta unitat. Les potències maximes s'observen a l'oest de l'anticlinal d'Isona, on s'ha definit la sèrie tipus (CUEVAS, 1992). Cap al nord es troben les potències mínimes de la formació, que arriba a ser absent en algunes localitats (com per exemple a la transversal d'Abella de la Conca).

Les lutites són grises i massives i en algunes localitats poden ser lignitíferes, on prenen tonalitats grises o negroses. Alternativament, els nivells lutítics poden contenir làmines fines de calcària micrítica.

En algunes zones s'intercalen capes de calcàries micrítiques o calcàries bioclàstiques. Les primeres formen capes tabulars, de potència mètrica i contenen ostràcodes, bivalves i gasteròpodes. Les calcàries bioclàstiques són una mica menys potents, amb estratificació irregular i contenen rudistes i ostreids, alguns en posició de vida.

Els gresos són de gra fi a molt fi, però també poden ser de gra mig a groller i quarsarenítics. Quan són de gra fi formen capes centimètriques o decimètriques, massives i bioturbades. Quan són de gra groller presenten una bona selecció i formen capes tabulars amb base erosiva.

S'interpreten com a sediments de llacuna, associats a les fàcies litorals del Grup Areny (LIEBAU, 1973). També s'han relacionat amb un complex d'illa-barrera format pels gresos d'Areny (NAGTEGAAL, 1972). La presència de lignits evidencia un ambient reductor.

Se li assigna una edat Maastrichtià superior.

Formació Conques (CUEVAS, 1992)

Aquesta unitat està composta per lutites, gresos i calcàries (figura 2.28). Les calcàries formen els Membres Tossal d'Obà i Basturs, a sostre de la unitat.

El límit inferior és transicional sobre la Formació Posa o bé net sobre la unitat de Nerets (figura 2.20). El límit superior és un trànsit ràpid a les lutites vermelloses de la Formació Talarn, o erosiu sota els cossos conglomeràtics d'aquesta mateixa unitat.

Les lutites són laminades i de color virolat, de granatós a grogós o grisós. Cap a la base presenten concrecions de calcita i bioturbació per arrels. També a la part baixa intercalen cossos conglomeràtics de secció lenticular, gruix decimètric a mètric i amplada mètrica (figura 2.28 c). Estan fortament incidits i tenen un caràcter mutliepisòdic (ARBUÉS, 1987). Contenen clastes de calcàries mesozoiques i gresos de la part alta del Grup Areny (CUEVAS, 1992).

Cap a la part mitja i alta les lutites intercalen capes tabulars de gresos fins a molt fins, de potència decimètrica a mètrica, bioturbats. Tenen bases lleugerament erosives o planars (figura 2.28 b). S'interpreten com a dipòsits de plana al·luvial distal. La presència de nòduls de calcita i rizocrecions poden indicar que les primeres etapes de deposició van tenir lloc en un context semiàrid, amb un sistema al·luvial efímer (NAGTEGAAL, 1972). Els dipòsits conglomeràtics de la base s'interpreten com a petits ventalls al·luvials.

Se li assigna una edat Maastrichtià superior.

Membre de Basturs i Membre del Tossal d'Obà (CUEVAS, 1992)

Constitueixen dos intervals de calcàries lacustres intercalades a la part alta de la Formació Conques. Estan formades per cossos tabulars de calcàries micrítiques, de potència mètrica, que sovint presenten un clivatge per fractura subperpendicular a les capes. Contenen gasteròpodes, caròfits i presenten bioturbació abundant.

S'interpreten com a dipositades en zones lacustres-palustres, en àrees deprimides de la plana al·luvial de la formació Conques.

Se'ls assigna una edat Maastrichtià superior.

2.2.5 Registre tardi-postplegament: del Maastrichtià terminal a l'Eocè

La unitat basal d'aquesta etapa, la Formació Talarn, està dominada per lutites, acompanyades de conglomerats i gresos. Els sistemes sedimentaris del Grup Areny i el Garumnià basal (amb les fàcies profundes situades a l'oest i les fàcies proximals a l'est, i una configuració general que prograda cap a l'oest MUTTI i RICCI LUCCHI, 1972; GHIBAUDO *et al.*, 1973), queda interromput de forma brusca per la Formació Talarn



Figura 2.28: Formació Conques. **a:** aspecte típic de les lutites de la Fm. Conques a escala d'aflorament. **b:** nivells de gresos a la part mitja-alta de la unitat. **c:** conglomerats polimíctics a la part basal de la unitat.

2. Estratigrafia



Figura 2.29: Panoràmica dels conglomerats de Pessonada i la seva relació amb el flanc nord de l'anticlinal de Sant Corneli. S'observa la inclinació dels conglomerats.

(CUEVAS, 1992). La irrupció de les fàcies conglomeràtiques d'aquesta unitat marca un canvi en la configuració de la conca sedimentària i indica una nova entrada de sediments detrítics grollers amb clastes pertanyents a la Formació Areny, així com un canvi a un sistema de paleocorrents N-S (CUEVAS, 1992). Aquest canvi pot indicar l'aparició d'una àrea font al nord en substitució de l'àrea font situada a l'est, i per tant un esmorteïment de l'activitat principal a l'anticlinal de Sant Corneli.

Aquest motiu ha promogut que en aquesta Tesi el límit sinplegament/tardi-postplegament s'hagi situat a la base d'aquesta unitat, ja que a l'àrea d'estudi aquest límit no es pot establir amb fiabilitat en funció d'altres criteris (p. ex. geomètrics).

A partir d'aquest moment, la Conca de Tremp entra en una etapa de relativa quiescència, caracteritzada per la formació de dipòsits al·luvials i palustres, progressivament més distals. Aquesta tendència canvia a partir de l'Eocè, on la transgressió marina de l'Ilerdià s'associa a l'activitat tectònica principal al mantell del Montsec. Aquest registre està preservat al nucli del sinclinal de Tremp, al sudest de l'àrea estudiada. Posteriorment, té lloc la deposició discordant de conglomerats a l'Eocè mitjà i superior, que cobreixen els materials del Cretaci Superior (p. ex. conglomerats de la Serra de Pessonada). No obstant, la presència d'angularitats internes i estrats de creixement dins aquests conglomerats, així com la seva inclinació que assoleix els 20° (figura 2.29), poden indicar una reactivació de l'encavalcament de Bóixols en aquesta època, amb anterioritat a l'emplaçament de les unitats de basament que tingué lloc durant l'Oligocè (BEAMUD *et al.*, 2006, en premsa).

CAPÍTOL 3

Dades de superfície i descripció de l'estructura

3.1 Introducció



Figura 3.1: Esquema del mantell de Bóixols i les seves estructures principals entre els rius Segre i Noguera Pallaresa. Es mostra la localització de les figures 3.2, 3.3, 3.7, 3.8 i 3.12.

L'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols és un plec de direcció E-W i traça graonada que forma part de l'estructura frontal del mantell de Bóixols (figura 3.1). Aquesta estructura frontal, que als Pirineus Centrals

aflora al llarg de 30 km, pren diferents noms degut a aquesta traça graonada i a les variacions longitudinals en la seva geometria. Així, a l'est del riu Segre s'anomena anticlinal de Coll Duran (GARCÍA-SENZ, 2002), a la riba oest es coneix com a anticlinal de Nargó, en el seu tram intermig pren el nom d'anticlinal de Bóixols i el seu terme més occidental es coneix com a anticlinal de Sant Corneli. Aquest treball s'ha centrat en el segment occidental corresponent a l'anticlinal de Sant Corneli i part de l'anticlinal de Bóixols (figura 3.1).

A la transversal del riu Segre afloren les part més profundes de l'estructura i es pot observar la relació geomètrica entre les seqüències preextensives i sinextensives, i la relació entre l'encavalcament de Bóixols i l'anticlinal de bloc superior (anticlinal de Nargó, figura 3.1). Al sector comprès entre els pobles de Bóixols i Abella de la Conca, l'encavalcament de Bóixols esdevé cec, el nucli de l'anticlinal està format pels materials sinextensius de l'Aptià superior - Albià i el seu tancament el perfilen els materials de la base del Cretaci Superior. Més a l'oest, fins a la transversal del Noguera Pallaresa, on es coneix com a anticlinal de Sant Corneli, afloren en superfície els materials més moderns plegats en aquesta estructura i l'encavalcament de Bóixols es manté cec. En aquest sector es pot observar la sèrie completa sinplegament, que acaba fossilitzant l'anticlinal. A l'oest del riu Noguera Pallaresa, afloren els materials sinplegament i l'anticlinal de Sant Corneli només és identificable al subsòl.



Figura 3.2: Tall geològic de l'anticlinal de Bóixols a la transversal del poble de Bóixols. Vegeu la seva localització a la figura 3.1. Extret de GARCÍA-SENZ (2002).

3.2 Anticlinal de Sant Corneli - Bóixols

3.2.1 Sector Bóixols - Collada del Trumfo (anticlinal de Bóixols)

Al sector del poble de Bóixols, al límit oriental de l'àrea d'estudi, l'anticlinal té un perfil obert i vergeix cap al sud . Al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols s'hi observa una sèrie potent de materials sinextensius, acabant-se contra falles subverticals inclinades cap al nord que afecten els carbonats del Juràssic (BERÁSTEGUI *et al.*, 1990 i figura 3.2). La geometria i característiques d'aquest segment de l'anticlinal han estat descrites en detall per GARCÍA-SENZ (2002). Recentment, TAVANI *et al.* (acceptat) han estudiat els patrons de deformació en aquest anticlinal i la cinemàtica d'aquestes falles.

Entre la Bóixols i kla Collada del Trumfo (figura 3.1) l'estructura és a grans trets subcilíndrica, amb dos dominis de cilindricitat principals (figura 3.3). L'eix de l'anticlinal té una direcció aproximada E-W i una inclinació que, d'est a oest, evoluciona desde subhoritzontal lleugerament inclinada cap a l'est, a inclinada cap a l'oest. Aquesta geometria afavoreix que la part baixa i mitja de la formació Lluçà, aflorant al nucli de l'anticlinal, defineixi un doble tancament cap a l'est i cap a l'oest. En secció, l'anticlinal vergeix cap al sud, pren un perfil lleugerament més tancat i té el flanc frontal invertit.

En aquesta zona l'encavalcament de Bóixols no aflora, però destaca la presència d'alguns encavalcaments afectant el flanc frontal de l'anticlinal, com per exemple l'encavalcament d'Abella (figura 3.4). Aquest encavalcament cabussa uns 30° cap al nord i té un desplaçament de desenes a pocs centenars de metres. Es perfila en superfície generant una banda de deformació d'uns tres metres d'amplada en la qual s'hi poden identificar estructures S-C compressives, amb un component direccional dextre que desplaça el bloc superior



Figura 3.3: Anàlisi estructural de l'anticlinal de Sant Corneli – Bóixols amb els dominis de cilindricitat establerts a partir de les dades d'orientació dels materials preplegament. Els requadres indiquen les dues parts de l'anticlinal diferenciades ens els apartats 3.2.1 i 3.2.2.



Figura 3.4: a: Encavalcament d'Abella a Abella de la Conca. **b:** Ampliació de la banda de deformació associada a aquesta estructura on s'observen les dimensions de la zona de cisalla. **c:** Cartografia geològica als voltants d'Abella de la Conca.

cap al SE.

Al nucli de l'estructura s'observen nombroses falles normals i inverses que afecten els materials del Cretaci inferior (figures 3.3 i 3.5). Les relacions geomètriques i cinemàtiques entre les diverses falles suggereixen una evolució multiepisòdica. Les falles normals tenen una orientació WNW-ESE, lleugerament obliqües a l'eix de l'anticlinal en aquesta zona. Tenen cabussament elevats, majoritàriament cap al sud, tot i que poden arribar a cabussar cap al nord en les zones properes a la xarnera del plec. En tots els casos, el bloc del sud baixa respecte al bloc septentrional, encara que les falles que cabussen cap al nord mostren un moviment aparentment invers (figura 3.5). També s'observen encavalcaments, de dimensió més petita que les falles normals però amb direccions similars, cabussant suaument cap al nord i amb indicadors de direcció paral·lels als que s'observen a l'encavalcament d'Abella.

Les falles normals s'interpreten com a falles extensives preexistents, possiblement plegades durant el desenvolupament de l'anticlinal, tal com mostren els canvis en el seu cabussament a l'apropar-se a la zona de xarnera (figura 3.5). Posteriorment estan afectades per encavalcaments i, localment, es poden observar geometries que suggereixen l'existència d'inversió en les falles extensives. Tot i això, algunes d'aquestes falles postdaten les altres estructures, fet que es pot interpretar com una reactivació tardana. L'existència de falles tardi-plegament s'observa al llarg de tot el flanc caudal de l'anticlinal de Bóixols. En aquest cas es tracta de falles normals que afecten majoritàriament la base del Cretaci Superior i han estat interpretades com a resultat del col·lapse de l'estructura (figura 3.6). Vegeu una discussió detallada d'aquestes estructures i de la seva relació cinemàtica al treball de TAVANI *et al.* (acceptat).

3.2.2 Sector Collada del Trumfo - Noguera Pallaresa (anticlinal de Sant Corneli)

En aquest sector l'anticlinal de Sant Corneli té una direcció a grans trets ESE-WNW (figura 3.3). L'eix del plec mostra variacions acusades sobretot de la seva inclinació, que en alguns trams supera els 15°, donant una geometria graonada. Aprop de la riba del pantà de Sant Antoni, la inclinació de l'eix del plec augmenta i afavoreix el tancament periclinal perfilat pels materials del Santonià inferior (figura 3.7), així com l'expansió cartogràfica dels sediments sin-plegament pel damunt de l'estructura.

A grans trets el plec continua mantenint una geometria subcilíndrica, amb diferents dominis governats per les variacions longitudinals de l'eix del plec (figura 3.3). En secció, el plec continua vergent cap al sud, però pren un perfil més tancat, amb la xarnera més estreta i el flanc caudal més llarg que al sector de l'anticlinal de Bóixols. A l'anticlinal de Sant Corneli la línia de carena i la línia de xarnera de l'anticlinal discórren subpara l·lelament però no coincideixen (fet d'altra banda esperable en un plec amb vergència), i això ha portat una certa confusió a la literatura respecte la geometria d'aquesta estructura. La línia de carena està sempre localitzada en el flanc caudal de l'anticlinal, al nord de la zona de xarnera, si bé aprop de l'embassament de Sant Corneli l'erosió actual afavoreix la convergència entre aquests dos elements estructurals (figura 3.7).

En comparació amb l'anticlinal de Bóixols, l'anticlinal de Sant Corneli té menys relleu estructural. Aquest fet s'explica en part per una inclinació forta de l'eix de l'estructura (19/287) en una franja d'uns 2.5 km d'amplada a l'oest de la Collada del Trumfo (figura 3.8). Un altre fet que accentua aquesta diferència de



Figura 3.5: Falles presents al nucli de l'anticlinal de Bóixols. La lletra F designa la panoràmica del barranc de la Vall, que es troba al nord d'Abella de la Conca. A la part inferior es mostra un mapa i un tall de superfície de la zona d'interès, on s'indica la localització de la imatgfotografia.



Figura 3.6: Estructures extensives afectant el Cretaci Superior del flanc nord de l'anticlinal de Bóixols, al nord d'Abella de la Conca.



Figura 3.7: Mapa estructural del sector comprès entre la Collada del Trumfo i l'embassament de Sant Antoni, que mostra la no coincidència entre la xarnera de l'anticlinal i la línia de carena. Vegeu localització a la figura 3.1.



Figura 3.8: Tall geològic longitudinal en el trànsit entre l'anticlinal de Bóixols i l'anticlinal de Sant Corneli. La panoràmica mostra el mateix segment de l'estructura on s'ha realitzat el tall geològic. Sarsús és una collada que separa la vessant de Sant Corneli de la vessant d'Abella, igual que ho fa la Collada del Trumfo una mica més al nord. Vegeu localització a les figures 3.1 i 3.3.

relleu és la presència d'una familia de falles obliqües normals-direccionals que compartimenten l'estructura i afavoreixen l'aflorament de materials més joves cap a l'oest (figura 3.3). Un tercer motiu, que s'explicarà en detall més endavant, està relacionat amb la potència de la sèrie sinextensiva (vegeu capítol 4).

Després d'aquest primer tram, l'eix de l'estructura s'horitzontalitzar de manera progressiva. S'identifiquen dos dominis subcilíndrics d'eix 12/295 i 3/286 respectivament (figura 3.3). Més a l'oest, l'eix del plec torna a inclinar-se fortament i pren una direcció més SE-NW. S'han distingit dos dominis de cilindricitat, amb un eix orientat 11/291 i 27/297 respectivament (figura 3.3). Aquest augment brusc en la inclinació de l'eix controla la terminació topogràfica de l'anticlinal i el tancament periclinal de les capes calcarenítiques del Santonià inferior sota les margues i margocalcàries de la Formació Herbasavina (figura 3.9).

Com s'ha comentat, a l'anticlinal de Sant Corneli hi destaca la presència d'un sistema de falles oblíqües situades al flanc caudal del plec que afavoreixen la compartimentació de l'estructura. Aquest sistema es concentra majoritàriament en una franja estreta en la zona de transició entre l'anticlinal de Bóixols i



Figura 3.9: Immersió de l'anticlinal de Sant Corneli a la transversal de la Noguera Pallaresa. Destaca el tancament periclinal perfilat per les calcarenites del Santonià inferior i també es mostra la convergència de la línia de carena i la línia de xarnera del plec.

l'anticlinal de Sant Corneli (figura 3.3). Les falles mostren una geometria còncava en mapa, de nord a sud passen de tenir una direcció SE-NW (flanc caudal de l'anticlinal) a ser subparal·leles a la traça axial del plec (ESE-WNW, a la zona de la cresta i aprop de la xarnera). Les més importants (p.ex. falla de Montagut, figures 3.3 i 3.10) cabussen cap a l'oest i sudoest, entre 60° i subverticals. Altres falles que s'han interpretat com les seves conjugades cabussen cap al nordest (figura 3.3).

En els segments septentrionals d'aquestes falles (SE-NW), els indicadors cinemàtics dónen desplaçament normal, en menor grau direccional dextre i, de forma anecdòtica, senestre. En general, a tot el flanc caudal es poden observar altres falles menors de direcció SE-NW, paral·leles a aquestes (p. ex. falla d'Aramunt, figura 3.3). Per contra, en els segments meridionals (ESE-WNW), els indicadors cinemàtics majoritàriament mostren un desplaçament direccional dextre i, depenent de la posició estructural de la falla mesurada, dónen una història polifàsica (amb indicadors de moviment normal que postdaten els direccionals, vegeu TAVANI *et al.*, acceptat). A la zona de xarnera del plec també s'hi poden observar algunes falles paral·leles a la direcció ESE-WNW d'aquestes falles principals (figura 3.3).

Segons TAVANI *et al.* (acceptat), la formació d'aquest conjunt de falles seria compatible en un context de convergència obliqua. No obstant, els indicadors cinemàtics mesurats en els segments septentrionals d'aquestes estructures suggereixen que van començar a actuar quan les capes del Santonià inferior eren horitzontals (figura 3.10 b) i van continuar actuant durant el plegament. Per aquest motiu, el moviment normal d'aquestes falles quan les capes eren horitzontals podria ser també anterior a la compressió.

Per últim s'ha observat un sistema de falles normals situades a l'extrem occidental de l'anticlinal. Tenen una direcció E-W, cabussen de l'ordre de 60° cap al sud i s'extenen al llarg de dos km afectant la xarnera del plec. La separació estratigràfica és normal i desplacen la xarnera del plec cap al sud (figura 3.11).

3.2.3 Sector Noguera Pallaresa - Serra de Gurp

Aquest sector està dominat en superfície pels materials del Grup Areny. Mentre que a la riba oriental del pantà de Sant Antoni la franja baixa dels sediments sinorogènics perfila bé l'anticlinal (unitat d'Herbasavina, figura 3.3), a la riba oest els materials cabussen monòtonament cap al sud, amb algunes estructures menors (figura 3.12). Per aquest motiu, el tancament periclinal de les calcarenites d'Aramunt Vell s'havia considerat la terminació occidental de l'estructura. Per contra, l'estudi de les dades de subsòl permet identificar la continuació de l'encavalcament de Bóixols i de l'anticlinal de Sant Corneli per sota els sediments sinplegament (vegeu capítol 4).

La base de l'olistostroma del Mb. Puimanyons és discordant sobre la sèrie turbidítica del Mb. Mascarell, que cabussa fortament cap al sud al voltant dels 50°. La part baixa de l'olistostroma de Puimanyons i part alta del Mb. Mascarell es troben encavalcades sobre si mateixes per una estructura d'orientació ESE-WNW, que cabussa cap al nord i té una longitud d'uns 3 km de llargada. Aquesta estructura desplaça la base de l'olistostroma cap a l'oest i deixa al seu bloc superior un sinclinal i un anticlinal d'orientació aproximada NE-SW, perfil obert i relativament simètrics (figura 2.6).

Més al sud s'observen alguns sinclinals i anticlinals de geometria laxa, d'orientació NW-SW i E-W,



Figura 3.10: a: Terminació nord de falla de Montagut, que desplaça els materials del Coniacià al Santonià inferior i també afecta la Fm. Herbasavina (Santonià sup. - Campanià). HbS = Herbasavina; ArV = Armunt Vell; Mt = Montagut; C-G = Collada-Gassó. **b:** Criteris cinemàtics recollits a la falla de Montagut. Els *rotax* mesurats (línia sobre el pla de la falla perpendicular al desplaçament) van des de subparal·lalels a l'estratificació fins a horitzontals (oblics respecte l'estratificació), indicant que aquesta estructura es va originar quan les capes del Santonià inferior éren horitzontals i va continuar actuant durant el plegament i fins l'estadi postplegament. Modificat de TAVANI *et al.* (acceptat).



Figura 3.11: Falla al flanc frontal de l'anticlinal de Sant Corneli que desplaça la xarnera del plec cap al sud. En aquesta panoràmica també s'observa la no coincidència entre la línia de carena i la línia de xarnera del plec.



Figura 3.12: a: Panoràmica i fotointerpretació de la riba oest del pantà de Sant Antoni En primer terme es veu el Grup Areny i la base del Garumnià, mentre que al fons s'observen els conglomerats de la serra de Gurp discordants. **b:** Tall geològic del Grup Areny en aquest sector. Es mostra la localització aproximada de la panoràmica a nivell del Grup Areny (en aquest tall no es representen els conglomerats de la serra de Gurp). GU = Conglomerats de la Serra de Gurp; Es = Fm. Esplugafreda (Paleocè); TA = Fm. Talarn; Cq = Fm. Conques; NE = unitat de Nerets (indiferenciat); CO = unitat de Castell d'Orcau superior; COma = unitat de Castell d'Orcau inferior; GAL = unitat de Galliners; RA = unitat de Raval; FO = unitat de Font d'Orcau; SC = unitat de Sant Cebrià. Tall geològic modificat de CARRERA *et al.* (2009*a*).

afectant les unitats de Sant Roc i Salàs (figura 2.6).

Per damunt de la unitat de Sant Cebrià la sèrie cabussa estrictament cap al SSW, al voltant de 25°, disminuïnt progressivament fins a enllaçar amb el sinclinal de Tremp, localitzat més al sud (figura 2.6).

3.3 Relació entre l'anticlinal de Sant Corneli i els sediments sinorogènics

La sèrie sinorogènica es pot dividir en dos trams segons la seva relació amb l'anticlinal de Sant Corneli. El tram inferior està constituït per les margues de la Fm Herbasavina i el tram superior el formen el Grup Areny i els materials de la base del Garumnià.

La part inferior està formada per fàcies més profundes i que afloren als dos flancs de l'anticlinal de Sant Corneli. El seu equivalent distal són les potents fàcies turbidítiques del membre Mascarell, situades al nordoest.

El contacte amb la unitat d'Aramunt Vell és variable. Quan Aramunt Vell es presenta en fàcies calcarenítiques, aquest contacte és lleugerament discordant, amb presència de fons endurits i falles de desplaçament petit. Quan Aramunt Vell es presenta en fàcies margoses, el caràcter menys competent d'aquestes fàcies dificulta la observació del contacte, com s'ha comentat a l'apartat d'estratigrafia.

A nivell de fàcies hi ha una ruptura sedimentaria entre les dues unitats i la Fm. Herbasavina representa un aprofundiment de la conca.

El contacte de la unitat d'Herbasavina amb les margocalcàries d'El Call és un trànsit gradual i s'observa al flanc sud de l'anticlinal de Sant Corneli. Aquest contacte esdevé erosiu cap a l'oest, a mida que les fàcies de plataforma es troben més afectades per falles normals, fins que la ruptura d'aquesta plataforma origina la deposició de l'olistostroma del Mb. Puimanyons i marca l'inici del segon tram en la sèrie sinorogènica.

A partir d'aquest moment, a l'est de la Noguera Pallaresa la sèrie queda restringida al flanc sud de l'estructura i cap a l'oest s'expandeix, recobrint-la. En la vertical mostra una tendència someritzant, amb dipòsits de caràcter litoral i costaner relativament profund que passen a dipòsits continentals (fàcies garumnianes). Presenta múltiples discordances internes i una geometria en ventall amb expansió estratigràfica cap a l'oest. La disposició dels cinturons de fàcies i les estructures de paleocorrent indiquen una paleogeografia amb els dipòsits proximals situats a l'est i els dipòsits distals a l'oest, així com una tendència a la progradació de tots els cinturons de fàcies cap a l'oest (ARBUÉS, 1987).

Aquesta expansió estratigràfica es resol a petita escala mitjançant superfícies d'erosió, *onlap* i canvis laterals de fàcies, en una distància relativament curta al sud-sudoest de la terminació topogràfica de l'anticlinal. Destaca que el Mb. Puimanyons i la unitat de Sant Roc mostren un augment sobtat de potència entre les dues ribes de l'embassament de Sant Antoni. Per damunt, la sèrie compresa entre les unitats de Salàs i Font d'Orcau mostren una potència relativament constant amb un tascó sedimentari reduït aproximadament al nord de la localitat d'Orcau (figura 2.6). Finalment, la part alta del Grup Areny, des de la unitat de Raval fins a la unitat de Nerets, mostra una tendència més expansiva i cada unitat erosiona les unitats subjacents excepte la unitat de Nerets, menys expansiva que la unitat subjacent de Castell d'Orcau (figura 2.6). La zona d'expansió estratigràfica coincideix amb el sector on l'eix de l'anticlinal de Sant Corneli s'inclina cap a l'oest, de tal manera que desapareix la seva expressió topogràfica (figura 3.13).

Més cap a l'est, la sèrie sintectònica aflora paral·lelitzant el flanc frontal de l'anticlinal de Sant Corneli,

amb cabussaments que augmenten progressivament fins a prendre valors similars als dels materials preplegament (figura 3.13). En aquest sector afloren només les parts més altes de la sèrie sinplegament, que arriben a posar-se en relació discordant amb la part mitja i baixa de la unitat Aramunt Vell. Cap al sud enllacen amb el sinclinal frontal associat a l'encavalcament de Bóixols.

Aquest sinclinal té una orientació aproximada E-W, amb l'eix inclinat cap al sudoest i un perfil progressivament més apretat cap a l'est, on el flanc septentrional arriba a estar capgirat (70° nord, figura 3.13).

Al flanc nord del sinclinal frontal, s'observa un encavalcament de traça kilomètrica dirigit cap al nord, que repeteix la part alta del Grup Areny desplaçant-lo poques desenes de m. La traça d'aquest encavalcament té una direcció NNW-SSE, subparal·lela a les capes. Una estructura similar a aquesta apareix més al sud, a la zona de xarnera del mateix sinclinal.

Al sudoest de la terminació topogràfica de l'anticlinal de Sant Corneli, el Grup Areny perfila una flexió, amb un anticlinal seguit d'un sinclinal suaus, d'eix NE-SW i inclinat cap al sudoest. Aquesta estructura divergeix de la orientació principal de l'anticlinal de Sant Corneli en aquesta zona i s'atenua cap al sud, tot i que arriba a afectar la part baixa de la sèrie tardi-postplegament.



Figura 3.13: Projecció estereogràfica de les dades d'orientació del Grup Areny sobre les dades pre-plegament. El que més destaca de la projecció conjunta de les dades preplegamenti le sinplegament és que la projecció estereogràfica d'aquestes darreres mimetitza la projecció de les dades preplegament cap a l'est, mentre que en divergeix cada vegada més en desplaçarse cap a l'oest. La màxima divergència coincideix amb la zona on l'eix de l'anticlinal augmenta de manera sobtada a l'est de l'embassament de sant Antoni i el Grup Areny mostra la màxima expansió estratigràfica. Vegeu ubicació del mapa a la figura 3.1. La llegenda és la mateixa de la figura 3.3.

3.4 Altres estructures significatives

Tot i que l'estructura objecte d'aquest treball és l'anticlinal de Sant Corneli-Bóixols, altres estructures del mantell de Bóixols i de la conca de Tremp s'han estudiat en menys detall, per la seva la continuïtat respecte de l'anticlinal de Sant Corneli o bé per tal de donar cobertura en superfície a la informació de subsòl. Aquestes són principalment el sinclinal de Santa Fe, l'antiforme de Boumort i l'anticlinal d'Isona. Tot seguit s'introdueixen breument les característiques més destacables en superfície d'aquestes estructures.

3.4.1 El sinclinal de Santa Fe

El sinclinal de Santa Fe constitueix, juntament amb l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols - Nargó, l'estructura més prominent del mantell de Bóixols. Es tracta d'un plec asimètric, amb un flanc septentrional més llarg que el flanc meridional. El flanc meridional connecta amb l'estructura frontal del mantell de Bóixols i l'asimetria d'aquest sinclinal es relaciona amb l'acomodació del mantell de Bóixols a l'emplaçament de les unitats estructurals de basament, per mitjà del retroencavalcament de Morreres (Muñoz, 2002).

Cap a l'est, a la transversal del riu Segre (just a l'oest del poble d'Organyà), aquest plec forma un sinclinal penjat perfilat per les calcàries de Santa Fe. L'eix del sinclinal està inclinat a grans trets cap a l'oest, seguint un patró similar al de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols - Nargó (figura 3.1).

Al sector entre el poble de Bóixols i la collada del Trumfo, el sinclinal té una geometria més apretada, amb un flanc septentrional cabussant fortament, amb valors que poden assolir els 70° (figures 3.1 i 2.6). En aquesta zona, la xarnera es troba en alguns trams coberta per conglomerats de l'eocè mitjà-superior. Aquest tram intermedi de geometria més apretada es relaciona amb la presència d'una estructura localitzada just al nord, l'antiforme de Boumort (figura 3.14).

3.4.2 L'antiforme de Boumort

L'antiforme de Boumort és una estructura de geometria laxa, localitzada al nord del sinclinal de Santa Fe entre el poble de Bóixols i la Noguera Pallaresa figura 3.14). Es tracta d'una estructura formada pels materials de la part baixa del Cretaci superior, que afloren entre conglomerats eocens a la muntanya que duu el mateix nom. Els materials del Cretaci Superior sónj discordants respecte als del Cretaci Inferior, que en auqesta zona cabussen cap al sud. Aquest antiforme presenta en el seu flanc sud nombrosos encavalcaments de desplaçament petit que repeteixen els estrats del Cenomanià a Coniacià. Aquests encavalcaments tenen una orientació WNW-ESE i estan acompanyats de nombrosos plecs d'ordre menor paral·lels a les estructures (Muñoz *et al.*, 2010). Les dades recollides durant el procés d'elaboració del mapa geològic 1:25000 del full d'Aramunt han permès caracteritzar el segment occidental d'aquest anticlinal, que té un eix de direcció aproximada de 286°.

3.4.3 L'anticlinal d'Isona

L'anticlinal d'Isona és l'estructura de relleu positiu més evident de la conca de Tremp i, de fet, en constitueix el seu límit oriental (figura 3.15). Està localitzat al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols i s'exten al llarg d'uns 15 km, entre el riu Segre i el poble d'Isona. Té un eix d'orientació E-W i és un plec de perfil obert, amb la culminacio localitzada aproximadament a la transversal del poble de Bóixols. Està perfilat en superfície pels materias del grup Areny i de la base del Garumnià.

A partir de les dades de camp i les dades bibliogràfiques s'ha establert una orientació de l'eix del plec en la seva terminació occidental de 12/261. La meitat oriental d'aquesta estructura és més complexa, pren una orientació NE-SW, està afectada per falles normals obliqües de direcció NW-SE i convergeix amb un sinclinal d'orientació NNE-SSW, alhora que desapareix cap a l'est (figura 3.1).



Figura 3.14: El sinclinal de Santa Fe i l'antiforme de Boumort. Es mostren aquestes dues estructures en un mapa, així com una panoràmica sobre la Vall de Carreu. Els materials plegats per l'antiforme de Boumort afloren entre els conglomerats eocens.





CAPÍTOL 4

Dades de Subsòl

4.1 Introducció

A la zona estudiada es disposa d'informació geofísica de subsòl consistent en perfils de sísmica de reflexió en dues dimensions (2D) i sondatges d'exploració petrolera (figura 4.1). La informació sísmica ha estat de gran utilitat per entendre la geometria en profunditat de les estructures estudiades. Els sondatges han permès la integració de les dades de subsòl i les dades de superfície, facilitant la transformació a profunditat de la informació sísmica (a partir del seu format original en temps doble).

4.1.1 Sísmica de reflexió 2D

Els perfils sísmics utilitzats formen part de diverses campanyes geofísiques realitzades entre els anys 1960 i 1980. La informació pertany a la Dirección General de la Energía del Ministerio de Industria y Energía d'Espanya (actualment Ministerio de Industria, Turismo y Comercio), i ha estat cedida majoritàriament per l'Instituto Geológico y Minero de España (IGME) i per l'Archivo Técnico de Hidrocarburos, depenent del Ministerio de Industria, Turismo y Comercio d'Espanya (vegeu Taula B.1, Annex B).

La localització dels perfils sísmics disponibles es presenta a la figura 4.1. A grans trets, els perfils presenten dues orientacions preferents: un primer grup de tendència N-S i un segon grup orientació E-W. Hi ha un tercer grup de perfils, minoritari, amb una orientació obliqua als altres dos, NW-SE.

Majoritàriament, el format original d'aquestes dades ha consistit en imatges escanejades, en algun cas acompanyades d'un document de tipus *ascii* amb la posició dels punts de tir. Per tal d'incorporar-les al flux de treball d'aquest estudi i treballar amb programes actuals d'interpretació sísmica (p.ex. Kingdom® de Seismic Micro-Technology), ha estat necessari transformar-les a format digital. Aquest pas s'ha dut a terme utilitzant un programari desenvolupat pel Grup de Geologia Marina (ICM) de l'Institut de Ciències del Mar (CMIMA-CSIC).

El mètode de transformació es basa en la utilització de *image2segy*, un paquet gratuït d'aplicacions de



Figura 4.1: Mapa de situació dels perfils sísmics i sondatges disponibles a l'àrea d'estudi. El perfil sísmic SP84-09 i el sondatge Monesma-1, utilitzats per calibrar la interpretació i transformar la informació es troben a l'oest de la figura, en continuïtat amb el perfil ND-203. Nomenclatura dels sondatges: B-1 = Bóixols-1; C-1 = Comiols-1; E-1 = Erinyà-1; I-1/1bis = Isona-1/1bis; SC-1 = Sant Corneli-1; T-1 = Tamúrcia-1.



Figura 4.2: Per a la transfomació d'un perfil sísmic a format SEGY és necessari disposar de **a**: una imatge escanejada del perfil sísmic a una resolució suficient (> 150 dpi); **b**: la localització geogràfica del perfil; **c**: la correspondència entre la posició de cada punt de tir i el n^o de píxel sobre la imatge, així com altra informació addicional (t_0 = temps inicial –dàtum sísmic–, t_f = temps final). **d**: perfil sísmic transformat (format SEGY).
MATLAB® (MathworksTM), mitjançant el qual qualsevol imatge pot ésser transformada a un format SEG-Y, específic per documents de sísmica (FARRAN, 2006). El mètode consisteix en generar una imatge del perfil sísmic a tractar, que ha de tenir unes característiques determinades (p. ex. format i resolució de la imatge, nombre de píxels, etc.) i assimilar els punts de tir al seus píxels equivalents en la imatge. A aquesta imatge se li associa un document de tipus *ascii* amb les coordenades d'aquests píxels, que substituiran els punts de tir. Ambdós documents són utilitzats durant la transformació a SEG-Y (figura 4.2). El procediment és laboriós degut a la sinuositat de la traça dels perfils sísmics per adaptar-se a les condicions del terreny. Aquesta característica requereix la situació de punts de control en cada canvi de direcció de la traça del perfil, per tal que la georeferenciació final sigui correcta.

La millora principal que s'obté amb aquesta transformació és la disponibilitat d'un format digital georeferenciat. Per contra, l'augment de la qualitat dels fitxers i dels seus atributs sísmics és menys significativa (p. ex. espectre d'amplituds de la senyal acústica). Tot i així, la possibilitat de treballar amb fitxers digitalitzats facilita les tasques interpretatives i d'interacció entre els perfils sísmics en un entorn tridimensional, així com la integració amb altres dades de subsòl i de superfície.

Posteriorment, part d'aquests perfils van ésser substituïts per les seves versions reprocessades, facilitades per Shell. Aquests nous perfils, disponibles en format SEG-Y en la seva versió apilada (*stack*) i també migrada, han permès millorar la informació disponible.

Cal esmentar que s'han utilitzar dos perfils sísmics de reforç situats a l'oest de l'àrea estudiada, per tal de connectar la interpretació sísmica d'aquest estudi amb treballs anteriors realitzats en zones més occidentals (Muñoz *et al.*, 2000). Aquests perfils també han permès accedir a sondatges fora de la zona estudiada (p. ex: sondatge Monesma-1, vegeu Taula B.2, Annex B). Els perfils sísmics interpretats s'adjunten a l'Annex B, excepte els que mostren els trets principals de la interpretació sísmica, que s'adjunten en aquest capítol.

4.1.1.1 Característiques dels perfils sísmics i claus per a la interpretació

La resolució dels arxius, imatges resultants de l'escanejat de còpies en paper, permet la interpretació dels trets més generals a nivell d'estructura i de sèrie estratigràfica. En canvi, l'absència de la informació digital original condiciona que la informació de detall sigui, en general, difícil d'observar.

Alguns elements estructurals identificables positivament en la majoria de perfils són (figura 4.3): [a] falles que interrompen reflectors quan aquestes tenen orientacions amb un elevat angle respecte la orientació dels perfils, i [b] plecs sinclinals i anticlinals laxes, dibuixats per les unitats sísmiques amb més contrast d'impedància. Per contra, l'existència de cabussaments molt elevats emmascara la visualització de les estructures principals (anticlinal de Sant Corneli - Bóixols). Per tant, alguns elements estructurals claus en la interpretació s'identifiquen per omissió.

A nivell estratigràfic, algunes fàcies sísmiques són reconeixibles en la majoria dels perfils sísmics (figures 4.3, 4.4 i 4.5). En general, ressalten: [a] les unitats amb contrastos acusats d'impedància acústica (p. ex. fàcies de plataforma carbonatada juràssica), [b] els límits entre unitats amb impedància acústica diferenciada (p.ex. sostre del Basament hercinià) i [c] les unitats evaporítiques, que donen una resposta transparent.



Figura 4.3: Criteris utilitzats en aquest treball per la interpretació d'estructures i unitats estratigràfiques principals. Destaquen: [1] anticlinal de Sant Corneli, on es perd la senyal sísmica; [2] flanc caudal del plec, delimitat per un paquet continu de reflectors inclinats; [3] replà de bloc superior de l'encavalcament de Bóixols, per fàcies reflexives sub-horitzontals; [4] sinclinal laxe al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols (sinclinal de Santa Fe); [5] posició de l'encavalcament de Bóixols en zona de replà, a partir de les fàcies del Juràssic; [6] rampa de bloc superior, damunt de la rampa de bloc inferior i punt d'entroncament amb l'encavalcament basal de les làmines de cobertora; [7] encavalcament basal de les làmines de cobertora, a partir de l'entroncament amb l'encavalcament de Bóixols, el sostre del Basament, el Juràssic i la intersecció amb altres perfils sísmics perpendiculars; [8] sostre del Basament (conjunt reflexiu característic associat a sediments situats damunt d'aquest límit); [9] falles normals al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols (truncació de reflectors juràssics).



Figura 4.4: Resposta sísmica típica de les diferents unitats estratigràfiques identificades al bloc inferior i al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols, a la conca de Tremp i al nord de l'anticlinal de Sant Corneli, respectivament. Destaquen: [1] la part mitja alta del Grup Areny; [2] la base del Grup Areny, que pot presentar angularitats respecte a les unitats subjacents; [3] la part basal dels materials sin-plegament (Santonià inf. – Campanià mitjà), amb respostes diferents al bloc superior i al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols; [4] el sostre dels materials pre-plegament (pre-Santonià superior) amb un tram reflexiu identificable al bloc superior i inferior de l'encavalcament, els materials del Cretaci Superior i l'Inferior són difícils d'individualitzar com a conseqüència de la seva resposta sísmica poc diferenciada i a la presència irregular del segon, de tal manera que s'han interpretat conjuntament (aquest criteri s'ha mantingut en la majoria de perfils sísmics localitzats al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols); [6] finalment, les plataformes carbonatades del Juràssic.

En resum, els trets identificables en els perfils sísmics són:

- La localització del sostre del Basament hercinià, que constitueix el límit inferior de la interpretació dels perfils (figures 4.3, 4.4 i 4.5).
- La localització de l'encavalcament basal de les làmines de cobertora (o encavalcament inferior), situat generalment prop de la base dels materials juràssics del seu bloc superior (figures 4.3 i 4.4).
- L'existència de fàcies evaporítiques acumulades en alguns sectors del bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols (p.ex. sector Isona, figura 4.5).
- La posició del replà de l'encavalcament de Bóixols, representat especialment per la base dels materials juràssics del seu bloc superior (figura 4.3).
- L'existència i localització de falles normals al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols, marcades per la interrupció de reflectors de la sèrie juràssica i per les diferències d'alçada de reflectors equivalents a banda i banda d'aquestes falles (figura 4.3).
- La localització de l'anticlinal de Sant Corneli Bóixols, indicat als perfils sísmics per la pèrdua de la senyal sísmica provocada per la presència de capes fortament inclinades, tal com s'observa en superfície (figura 4.3).
- La geometria del flanc caudal de l'anticlinal de Sant Corneli Bóixols, delimitada per les plataformes carbonatades del Cretaci Superior (figura 4.3).
- La localització del sostre dels materials preorogènics, per damunt la plataforma carbonatada del Santonià inferior en els sectors on es troba ben desenvolupada (figures 4.3 i 4.4).
- El Santonià superior de la conca de Tremp i el mantell del Montsec, en fàcies de plataforma que s'identifiquen per la presència d'un paquet de reflectors marcats. Contrasten amb les mateixes unitats al mantell de Bóixols, on es presenten en fàcies de conca amb menys contrast d'impedància acústica (figures 4.5 i 4.3).
- La localització del sostre del Grup Areny, marcada pel contrast d'impedància acústica entre els gresos a sostre d'aquest grup i els materials argilosos suprajacents (Grup de Tremp) (figures 4.3 i 4.4).
- Les relacions angulars entre materials amb diferent impedància acústica. Aquestes relacions poden coincidir en alguns casos amb límits entre formacions estratigràfiques (figura 4.4).

4.1.2 Sondatges d'exploració petrolera

Els sondatges d'exploració petrolera a la zona estudiada foren perforats entre els anys 1959 i 1985. Alguns d'ells estan relacionats amb les campanyes de sísmica, executats per les mateixes empreses i en dates similars. Aquest és el cas dels sondatges Sant Corneli-1 (SC-1), Erinyà-1 (E-1), Comiols-1 (C-1) i Tamúrcia-1 (T-1)



Bloc inferior encavalcament de Bóixols

Figura 4.5: Resposta sísmica típica de diferents unitats estratigràfiques identificades al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols, al sector d'Isona. [1] Destaca la presència d'una potència anòmala d'evaporites triàsiques, identificables en sondatge i que en els perfils sísmics presenten una resposta transparent. [2] Es mostra la presència d'evaporites cenozoiques per sota el Triàsic i finalment, [3] la interpretació conjunta del Cretaci Superior i el Cretaci Inferior.

(Vegeu Taula B.2, Annex B). Altres sondatges, tot i tenir localitats properes (o coincidents) amb algun dels perfils sísmics, no van ésser executats en el mateix període ni per les mateixes companyies. Aquest és el cas dels sondatges Bóixols-1 (B-1), Monesma-1 (M-1) i Isona-1/Isona-1bis (I-1/I-1bis).

La informació relativa als sondatges ha estat extreta de diverses fonts, majoritàriament a través de la pàgina web de l'*Instituto Geológico y Minero de España* (IGME), que en facilita la localització i diagrafies digitalitzades en format *las*. Aquests documents estan recolzats per la seva corresponent columna litològica resumida, consultable al recull de sondatges de LANAJA (1987). Alternativament, la informació ha estat cedida per l'*Archivo Técnico de Hidrocarburos*, depenent del *Ministerio de Industria, Turismo y Comercio* d'Espanya. En aquest cas ha consistit en les diagrafies originals escanejades, recolzades també per la columna litològica resumida a LANAJA (1987) (Vegeu Taula B.2, Annex B). Per tal d'unificar formats i poder incorporar aquestes dades al flux de treball d'aquest estudi, les diagrafies escanejades s'han digitalitzat mitjançant la utilització de Kingdom® (de Seismic Micro-Technology), que disposa d'eines específiques per aquest propòsit.

S'ha utilitzat un total de set sondatges, la localització dels quals es mostra a la figura 4.1. Els sondatges C-1, I-1/I-1bis i M-1 estan situats al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols. Per contra, T-1, E-1, SC-1 i B-1 es troben en el seu bloc superior. Entre tots ells, únicament C-1 arriba a perforar el basament. També és destacable que el sondatge SC-1 va travessar l'encavalcament de Bóixols i el seu bloc inferior.

L'estudi d'aquests sondatges ha incorporat una anàlisi de les diagrafies disponibles (Vegeu Taula B.2, Annex B), per tal de contrastar i completar la interpretació litològica prèvia, extreure informació sobre les velocitats d'interval dels diferents paquets sedimentaris i, en algun cas, per obtenir informació addicional sobre la disposició dels materials.

Les diagrafies reflexen les propietats físiques dels materials travessats pel sondatge (porositat, permeabilitat, conductivitat, etc.), a partir de la medició de paràmetres relacionats (potencial espontani, radioactivitat natural, velocitat de les ones acústiques, etc.). Aquestes propietats estan influenciades per les condicions de confinament dels materials (profunditat, pressió i temperatura), la presència i tipus de fluids reomplint la porositat, la presència de determinades fraccions minerals o orgàniques, factors estructurals o estratigràfics, etc. i, per tant, no dónen respostes unívoques. Tot i així, empíricament s'estableixen uns rangs en la resposta per a cada material i tipus de registre, de tal manera que la combinació entre diferents diagrafies contrastada amb els registres de perforació permeten realitzar una identificació litològica (Taula 4.1).

Gràcies a la digitalització, el procés d'interpretació i comparació entre diagrafies se simplifica i s'agilitza. A més, aplicant la informació de velocitats disponible per a cada sondatge (en aquest cas perfils sònics), totes les diagrafies s'han pogut convertir a temps doble i treballar juntament amb la informació sísmica.

Els registres sònic i de densitat dónen valors per a la matriu.

¹Notes a la Taula 4.1: Els valors de raigs gamma poden variar en funció de les condicions del pou.

Els valors del registre de neutrons estan calibrats per a l'eina CNL de Schlumberger

Material	Raigs Gamma ¹	Sònic ¹	Resistivitat	Neutrons 1	$Densitat^1$
	(API)	$(\mu { m s/ft})$	$(ohm m^2/m)$	(unitats de porositat)	(g/cm^3)
Gresos	18-160	53-100	≤ 1000	0-45	2.59-2.84
Calcàries	18-100	47.6-53	$80-6 \times 10^{3}$	0-30	2.66 - 2.74
Dolomíes	12-100	38.5 - 45	$1\text{-}7{\times}10^3$	0-30	2.8 - 2.99
Argiles	24-2000	60-170	0.5-1000	25-75	2.65 - 2.7
Halita	0	66.7-67	$< \! 10^4 10^{14}$	-3	2.03-2.08
Anhidrita	0-12	50	$10^4 - 10^{10}$	-2	2.89 - 3.05
Guix	0	52-53	1000	60	2.33-2.4
Quars	0	51.2-56	$10^4 - 10^{12}$	-2	2.64 - 2.66
Calcita	0	45.5 - 49	$10^7 - 10^{12}$	-1	2.71
Dolomita	0	$1\text{-}7{\times}10^3$	1	2.85-2.88	

Taula 4.1: Valors típics en la resposta de les diferents diagrafies per a les litologies d'interès en aquest estudi. Extret de RAIDER (1991).

4.1.2.1 Característiques dels sondatges i claus per a l'anàlisi i interpretació

L'objectiu d'aquests Tesi ha marcat l'estratègia en l'anàlisi i interpretació dels sondatges.

En primer lloc, tenint en compte la resolució de la informació sísmica i els objectius interpretatius, s'han identificat els límits entre els grans grups estratigràfics (per ordre d'antiguitat): Basament, Triàsic, Juràssic, Cretaci Inferior, Cretaci Superior (pre-Santonià superior), Cretaci superior (post-Santonià superior), Grup Areny (Campanià-Maastrichtià), Garumnià (Maastrichtià - pre-Ilerdià), Terciari al·lòcton (post-Ilerdià), Mesozoic-Cenozoic autòcton (indiferenciat).

En segon lloc, s'han identificat altres limits dins els grans paquets sedimentaris, per il·lustrar amb més detall les variacions estratigràfiques a l'àrea d'estudi. Tot i que aquests límits no es poden identificar en els perfils sísmics, la informació que aporten ha permès recolzar la interpretació.

Per últim, a partir dels registres sònics s'ha elaborat un model de velocitats per a la conversió de la informació sísmica a profunditat.

La interpretació dels diferents sondatges es troba a l'Annex B.

Anàlisi de diagrafies

A partir de les versions digitalitzades de les diagrafies, el procés d'interpretació s'ha dut a terme de la manera següent:

- 1. Reconeixement de tendències en la resposta per cada una de les diagrafies, especialment per les diagrafies elèctrica, de raigs gamma, de calibratge, sònica i de densitats/velocitats.
- 2. Divisió del registre en trams a partir de les tendències identificades, tenint en compte els rangs de resposta acceptables per cada litologia (Taula 4.1).
- 3. Comparació de la divisió realitzada amb la informació prèvia i reajustament de límits entre paquets sedimentaris, quan ha calgut.



Figura 4.6: Histograma de diferències entre el VSP i el registre acústic expressat com a $(t_{VSP}-t_{\Delta t})$. Les dades corresponen a 159 pous perforats fins a més de 900 m. Extret de STEWART *et al.* (1984).

4. Correlació estratigràfica entre els sondatges.

Anàlisi dels registres acústics

Existeixen diferents tipus de registres que dónen informació sobre les velocitats sísmiques dels materials travessats per un sondatge: els perfils sísmics verticals (VSP), els *checkshots* i els registres sònics (Δt).

Els VSP i els *checkshots* dónen la resposta sísmica en la vertical del pou (els VSP tenen més resolució que els *checkshots*). Tots dos permeten fer una correlació entre la imatge sísmica i les profunditats mesurades en el sondatge i s'utilitzen per fer la conversió de la informació de profunditat a temps doble (i viceversa).

El Δt enregistra el temps que tarden les ones acústiques a creuar un interval de material (*interval transit time*, RAIDER, 1991). Es mesura entre un emissor i un receptor col·locats en el mateix pou, a una distància predefinida un de l'altre. S'utilitza per determinar la litologia i alguns paràmetres texturals (p. ex. porositat/compactació), així com les velocitats d'interval ($\Delta t = 1/velocitat$).

Els registres sònics tenen una capacitat d'incidència limitada en les formacions que perfora el sondatge i, a més, són més susceptibles a la influència de les condicions de perforació i a la dispersió de les velocitats que els VSP. Per aquest motiu, si es disposa d'un VSP, aquest s'utilitza per calibrar el sònic (figura 4.6). Els estudis empírics sobre la discrepància entre els dos registres dónen una diferència de ±10%, tal com es mostra a la figura 4.6 de STEWART *et al.* (1984). A la figura, t_{VSP} és el temps simple mesurat fins a la base del sondatge en el VSP, mentre que $t_{\Delta t}$ és el temps mesurat en el sònic, de manera que la gràfica s'expressa en termes de diferència entre els dos en % (μ s/ft).

En aquest treball, no es disposa de VSP per realitzar la conversió a profunditat. En canvi, si que es disposa de registres sònics en la majoria dels sondatges (Vegeu Taula B.2, Annex B). Segons SERRA (1984), en absència d'un VSP, la utilització del sònic per a la conversió a profunditat es considera vàlida, tenint en



Figura 4.7: Transformació a temps doble de la informació de sondatges a partir del registre sònic i encaix amb el perfil sísmic.

compte les limitacions d'aquesta eina. Per tal de millorar l'encaix entre el registre sònic i el perfil sísmic, és assumible aplicar sobre el registre acústic un factor de correcció dins el rang de discrepància esperable t_{VSP} - $t_{\Delta t}$ (figura 4.6).

En les etapes inicials del procés d'interpretació símica, el sònic s'ha utilitzat per convertir la informació de sondatges a temps doble. Aquest procés consisteix en transformar el registre (m vs. μ s/ft) a un diagrama temps vs. profunditat, mitjançant una conversió d'unitats (figura 4.7). La figura 4.7 il·lustra aquest procés en el sondatge I-1/1bis, amb diferent encaix entre el perfil i el sondatge segons la correcció aplicada al registre sònic (Δ t i Δ t+10%, respectivament).

Els registres sònics també s'han utilitzat per establir un model de velocitats vàlid per a la zona d'estudi, que ha permès la conversió de tota la interpretació sísmica a profunditat. En concret, el Δt s'ha utilitzat per calcular les velocitats d'interval de les diferents unitats sísmiques interpretades. El procés de conversió a profunditat s'explica en detall a la última secció d'aquest capítol.

4.2 Correlació dels sondatges

Per tal d'il·lustrar les variacions estratigràfiques principals a la zona d'estudi, s'han efectuat dues correlacions estratigràfiques entre els diferents sondatges (figures 4.8 i 4.11). Una d'elles és subperpendicular a les estructures principals (figura 4.8) i mostra els canvis més significatius relacionats amb la presència de la Conca d'Organyà (Cretaci Inferior). L'altra, localitzada al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols i amb una orientació subparal·lela a les estructures principals, permet observar l'evolució lateral dels sediments sinextensius (figura 4.11).

En la primera, de direcció a grans trets SSE-NNW, destaca la potència diferencial dels materials del Cretaci Inferior entre el mantell del Montsec i el mantell de Bóixols (figura 4.8). En aquesta transversal, les potències mínimes es troben al sondatge I-1/1bis, en el qual s'ha identificat un sèrie d'edat neocomiana basal (GARCÍA-SENZ, 2002), en fàcies de plataforma amb presència d'orbitolínids. Més al sud, a la serra del Montsec (sondatge C-1) se'n troben més de 450 m de l'interval Neocomià mitjà - Albià, en fàcies de plataforma interna en transició a la costa (dipòsits carbonatats lacustres amb presència de lignits i calcàries massives amb rodofícies, caràcies, miliòlids i ostràcodes. PI *et al.*, 2002). Al bloc inferior de l'encavalcament del Montsec el Cretaci Inferior hi és absent, en concordànica amb el que s'observa en superfície a les Serres Marginals (figura 4.9). Al nord, el sondatge B-1 travessa més de 2000 m de sèrie cretàcica inferior, sense arribar a trobar-ne la base. A més, per damunt de la boca del pou s'ha estimat una potència d'uns 650 m fins a la base del Cretaci Superior, basant-se en la cartografia de camp. Les fàcies al sondatge B-1 estan dominades per margues de plataforma oberta a hemipelàgiques i calcàries de plataforma, essent les fàcies més profundes d'aquesta correlació, mentre que cap al sud s'observen els equivalents de plataforma interna i transició al continent.

El sistema de falles extensives que controla la Conca d'Organyà es localitza entre els sondatges I-1/1bis i B-1 i, en la transversal d'aquesta correlació, aflora al poble de Bóixols (vegeu capítol 3). La geometria i característiques del sistema extensiu es descriuen en detall a la tesi de GARCÍA-SENZ (2002), que també apunta l'existència d'un alt estructural a l'àrea d'Isona per explicar la reducció del Cretaci Inferior en aquesta zona (figura 4.9). La sèrie que manca en el sondatge I-1/1bis pot faltar per no sedimentació o bé per erosió sota les calcàries de la base del Cretaci Superior, o una combinació d'ambdues circumstàncies (figura 4.10).

La sèrie travessada al sondatge I-1/1bis és lleugerament més antiga que el seu equivalent al sondatge C-1. Això es pot relacionar amb la configuració de la conca extensiva en les etapes inicials del rift (figura 4.10, **a-b**). Tenint en compte que el clímax de l'extensió s'assoleix entre l'Aptià i l'Albià inferior (GARCÍA-SENZ, 2002), és esperable que en aquesta època tingui lloc un aixecament als marges de la conca extensiva i la formació d'alts estructurals i/o erosió en aquestes zones (figura 4.10, **c-d**).



Figura 4.8 Correlació de sondatges entre el mantell del Montsec i el mantell de Bóixols. Per aquesta correlació s'han tingut en compte els sondatges C-1, I-1/1bis i B-1. Llegenda de les diagrafíes de la figura: GR = raigs gamma; Δ T = perfil sònic. A l'esquema es mostra la localització dels sondatges i els principals límits estratigràfics que es mostren a la correlació.



Figura 4.9: Distribució de les àrees de sedimentació durant el Cretaci Inferior. Els alts estructurals es mostren de color blanc, les àrees de plataforma de color gris clar i les àrees de conca de color gris fosc. Modificat de (GARCÍA-SENZ, 2002).

La correlació de la figura 4.8 il·lustra el depocentre principal de la conca d'Organyà. La geometria del sistema extensiu en aquesta zona és coneguda i està ben delimitada a partir dels treballs del Cretaci Inferior (BERÁSTEGUI *et al.*, 1990; GARCÍA-SENZ, 2002), en els quals es mostra que aquesta conca es troba localitzada al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols.

Dins el mantell de Bóixols i en una direcció sublongitudinal a l'eix de la conca extensiva, on es podria esperar una configuració similar, les variacions estratigràfiques a través dels diferents sondatges suggereixen la presència d'una conca compartimentada i amb diferents depocentres (figura 4.11). La compartimentació de les conques extensives del Cretaci Inferior també està documentada al treball de GARCÍA-SENZ (2002) (vegeu pàgina 257 i figura 6.1 del mateix treball). Tot i així, en el present estudi, els sondatges interpretats, juntament amb la seva localització respecte les estructures extensives aflorants (vegeu figures 5.5 i 5.8 de GARCÍA-SENZ, 2002) i respecte l'encavalcament de Bóixols (vegeu apartat 4.3 d'aquesta Tesi), permeten acotar la naturalesa de la transferència entre els diferents depocentres del Cretaci Inferior.

Per una banda, entre els sondatges B-1 i SC-1 les observacions realitzades suggereixen que el sondatge B-1 es troba localitzat en una àrea central de la conca, mentre que el sondatge SC-1 es troba en una zona marginal (hipòtesi que es recolza en la diferència de potència dels materials sinextensius, l'edat de les sèries travessades pels sondatges i la disposició cap a l'oest de sediments sinextensius més joves directament sobre els carbonats juràssics). La proximitat entre els dos sondatges, les observacions de superfície a la zona de transició entre l'anticlinal de Bóixols i l'anticlinal de Sant Corneli, juntament amb la informació sísmica, suggereixen que la transició cap al marge de la conca es resol mitjançant un límit discret (una falla extensiva de primer ordre).



Fig. 2.18 de García-Senz (2002)

Figura 4.10: Esquema de l'evolució de les àrees de sedimentació al sud de la Conca d'Organyà, a partir de les potències i edat dels sediments sinextensius (sense escala). Els colors de la sèrie del Cretaci Inferior indiquen l'edat dels materials també concorden amb la llegenda de la figura 4.8. L'erosió abans de la sedimentació de les calcàries del Cenomanià superior, dificulta l'establiment, amb fiabilitat, del grau d'aixecament dels marges de la conca extensiva, tot i que, dins els límits de la Conca d'Organyà, s'observa en superfície que el Juràssic està recobert per materials progressivament més joves, de N a S.

Per altra banda, el sondatge E-1 també troba materials de la secció basal de la sèrie sinextensiva, indicant la presència d'un depocentre. Tot i així, atès que les potències són considerablement menors en comparació amb les de la Conca d'Organyà, aquesta conca (o subconca) tindria una entitat menor. La transició entre els sondatges SC-1 i E-1, o transició cap a la conca, està poc restringida com a conseqüència de la distància que separa els dos pous. Amb tot, el fet que el sondatge SC-1 trobi una falla extensiva que posa en contacte la part alta del Juràssic amb el Keuper, així com altres falles interpretades en el subsòl en aquesta zona, afavoreix la hipòtesi de que aquesta transició té lloc també mitjançant un límit discret, a través de successives falles extensives.

Per últim, el sondatge T-1 troba potències residuals de la secció basal del Cretaci Inferior, entre els carbonats del Cretaci Superior i del Juràssic Superior, indicant una posició de marge o exterior a la conca extensiva. En aquest cas, tenint en compte que la falla principal que limita la conca cretàcica del Pont de Suert aflora en superfície, al nord de la transecta que uneix els sondatges T-1 i E-1 (vegeu transectes al llarg de la Noguera Ribagorçana a Muñoz *et al.*, 2000 i GARCÍA-SENZ, 2002), la transició entre la zona d'Erinyà i la zona de Tamúrcia pot ser de tipus *soft*.

Per sota dels materials del Cretaci Inferior s'observa que la sèrie juràssica, al bloc superior de l'encavalcament del Monstec, presenta una sèrie completa tant al sondatge C-1 com al I-1/1bis, amb diferències internes de registre estratigràfic i de gruix (figura 4.8). En aquesta transversal, els materials del Malm presenten una potència constant, els del Dogger augmenten de gruix cap al Nord i els del Lias ho fan cap al Sud. A nivell de registre estratigràfic, els sediments del Malm estan constituït per calcàries i calcàries dolomítiques al sondatge C-1, i per calcàries amb un tram de bretxes a la base al sondatge I-1/1bis. Pel que fa al registre del Dogger, al sondatge C-1 s'hi ha identificat una meitat superior dominada per margues i una meitat inferior amb calcàries i calcàries dolomítiques. Per contra, al sondatge I-1/1bis està constituït per calcàries i dolomíes. El registre del Lias al sondatge C-1 té un tram superior dominantment margós i un tram inferior format per dolomíes, calcàries margoses i calcàries, així com un tram detrític a la base. Al sondatge I-1/1bis es reconeix el Lias superior margós i també el Lias inferior, en aquest cas dolomític.

En la correlació de la figura 4.11, l'engruiximent de la sèrie del Juràssic superior és molt evident, assolint la potència màxima al sondatge E-1, amb més de 1200 m (en vertical) de fàcies evaporítiques (anhidrita). . Per contra, el registre del Dogger presenta potències menors en aquesta correlació que en l'anterior, tot i que augmenta de potència cap al NW, i està representat en tota l'àrea per dolomíes. La sèrie del Lias s'engruixeix cap al nordoest i continua tenint un tram superior margós (argilós al sondatge E-1) i una part baixa que en aquest sector presenta anhidrita i dolomía. Cal remarcar que en la posició del sondatge E-1 la sèrie mostra un cabussament moderat que pot assolir els 30°, emmascarant la potencia real de les unitats.

La configuració del Juràssic en les dues correlacions suggereix l'existència d'un depocentre a nivell del Juràssic mig i superior al nord-nordoest de la zona estudiada, amb presència d'evaporites (figura 4.12).







Figura 4.12: Perspectiva de les correlacions estratigràfiques de les figures 4.8 i 4.11 que il·lustra la variació de gruix dels sediments associats a la conca d'Organyà i els canvis en el Juràssic.

Al mantell del Monstec també hi destaquen els gairebé 1500 m d'evaporites triàssiques perforades pel sondatge I-1/1bis (figura 4.8). Aquesta potència és anòmala en relació al gruix del Triàsic mesurat en superfície (unitat de les Serres Marginals i de les Nogueres) i en altres sondatges (vegeu capítol 2, Annex B i els treballs de: SALVANY i BASTIDA, 2004; KLIMOWITZ i TORRESCUSA, 1990). Aquest gruix anòmal correspon en superfície a l'anticlinal d'Isona, perfilat pels sediments del Campanià al Maastrichtià. És destacable que, en la vertical d'aquest sondatge, les potències de la sèrie campaniana-maastrichtiana assoleixen valors propers al seu màxim, i podrien suggerir que aquesta estructura es va desenvolupar amb posterioritat a la seva deposició. Per contra, la sèrie subjacent del Cretaci Superior mostra les potències mínimes en aquest sondatge, i per tant podria suggerir que l'anticlinal d'Isona es va desenvolupar durant aquest període. A manca d'un estudi més detallat d'aquesta estructura, aquest tipus de relacions aparentment complexes són típiques del desenvolupament d'estructures salines i dels fenòmens de migració de la sal, especialment en contextos tectònicament actius com és aquest cas (WITHJACK i CALLAWAY, 2000; FERRER *et al.*, acceptat).

4.3 Interpretació sísmica

En aquest apartat es presenten alguns dels perfils sísmics claus per entendre l'estructura en profunditat. La resta es poden consultar a l'Annex B.

Com ja s'ha avançat en el capítol de dades de superfície el riu Noguera Pallaresa actua com a un límit, atès que a banda i banda canvia la geometria de les estructures, així com el grau d'exposició de les que són principals. Aquesta dicotomia s'observa també en subsòl, de manera que els perfils sísmics d'un sector i de l'altre mostren tendències diferents, donant lloc a dos estils d'interpretació. Per aquest motiu se separa la interpretació sísmica en dos apartats, un a l'est de la Noguera Pallaresa i l'altre a l'oest.

4.3.0.2 Estructura a l'est de la Noguera Pallaresa

A l'est de la Noguera Pallaresa l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols aflora en superfície, amb un relleu estructural acusat, condicionant l'aspecte de les dades de subsòl. En general en tots els perfils sísmics disponibles a la zona s'hi observa amb dificultat la geometria de l'estructura anticlinal, especialment la del seu flanc frontal, així com els sectors del bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols que queden per sota del flanc frontal del plec. Per contra, la resta del bloc inferior i del bloc superior de l'encavalcament s'observa amb claredat , així com altres estructures presents a l'àrea (anticlinal d'Isona i sinclinals de Santa Fe i de Tremp). La presència dels sondatges SC-1, C-1, I-1/I-1bis i B-1 han facilitat la interpretació i la correlació amb la informació de superfície en aquest sector.

El primer dels perfils que es presenta, el T27, és representatiu de les línies N-S perpendiculars a les estructures principals en aquesta zona (figura 4.13). En aquest perfil s'hi poden observar, d'entrada, tres zones diferenciades de sud a nord. Una zona central amb una senyal sísmica pobra, flanquejada per dues àrees on s'observen diversos paquets reflexius. En el límit entre la zona central i la zona reflexiva del nord s'hi localitza el sondatge SC-1. Aquest sondatge travessa el bloc superior de l'encavalcament de Bóixols i perfora una seqüència capgirada en el seu bloc inferior. En el bloc superior troba la sèrie completa del Cretaci Superior pre-Santonià superior (pre-plegament), la part alta de la sèrie del Cretaci Inferior i un Juràssic superior incomplet en contacte per falla sobre els materials del Keuper. Al bloc inferior perfora una sèrie molt reduïda de Juràssic sobre un Cretaci inferior residual i arriba a trobar la base del Cretaci Superior (Cenomanià), com es pot observar a la figura 4.13 i a la figura B.5 de l'Annex B). La zona central coincideix en superfície amb la zona on es localitza la cresta i el flanc frontal de l'anticlinal de Sant Corneli, que en aquest sector pren cabussaments sub-verticals. Per tant, es pot afirmar que la part central amb pèrdua de senyal separa el bloc superior de l'encavalcament de Bóixols, al nord, del seu bloc inferior, al sud. Aquesta zona presenta de cabussaments elevats que corresponen a l'anticlinal de Sant Corneli.

Al terç sud del perfil hi destaquen diversos paquets reflexius que mostren tres tendències diferents. A la part basal, la presència d'una tripleta reflexiva subhoritzontal, entre 1850 i 2000 ms, marca el sostre del basament en aquesta zona (figura 4.13). Per damunt, els reflectors tenen una inclinació major, evidenciat per un paquet de la part mitja d'aquest tram assignable al Juràssic (1100-1350 ms).





Terciari (tardi-postplegament)				
conglomerats				
i conglomerats				
Cretaci Superior (sinplegament)				
Garumnià (III)				
Grup Areny				
Santonià sup Campanià mitjà (I)				
preplegament				
Cretaci Superior postextensió				
Cretaci Inferior sinextensió				
Juràssic Triàsic Paleozoic				
Mesozoic / Cenozoic indiferencia autòcton				

Figura 4.13 a: Perfil sísmic T27 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. S'ha interpretat la localització de l'encavalcament de Bóixols, determinada pel sondatge SC-1 i el paquet reflexiu del Juràssic. El sondatge SC-1 travessa una sèrie capgirada al bloc inferior de l'encavalcament que permet deduïr l'existència d'un sinclinal vergent cap al sud. També s'ha interpretat l'existència de diverses falles normals al seu bloc superior compartimentant el Juràssic, així com una sèrie potent de materials del Cretaci Inferior, molt reduïda en el bloc inferior. **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T27

També s'hi identifica el límit entre els materials preplegament i els sinplegament, a sostre d'un conjunt de reflectors que s'han interpretat com a la plataforma del Santonià inferior (≈ 850 ms). A la part alta del perfil, al voltant del 500 ms, s'observa una angularitat entre un paquet reflexiu encara paral·lel als reflectors juràssics, i un tram per damunt subhoritzontal (figura 4.13). Al sostre del paquet reflexiu s'hi ha situat la base del Grup Areny, de tal manera que aquest paquet reflexiu s'ha interpretat com corresponent a la sèrie del Santonià superior - Campanià, en fàcies de plataforma. El trànsit d'aquests materials a fàcies de plataforma es pot interpretar a partir de la correlació entre les observacions en superfície a l'àrea estudiada i la informació dels sondatges disponibles. Mentre que en superfície afloren fàcies de plataforma externa a talús (Fm. Herbasavina i Mb. Mascarell, vegeu figura 2.6 i capítol 2), en els sondatges apareixen fàcies més proximals (I-1/1bis i C-1, figures B.4 i B.2 de l'Annex B) que també afloren al Monstec (PI *et al.*, 2002). Tot i això, per correlació amb les observacions de superfície, podria ser que part d'aquest paquet reflexiu correspongués a les margocalcàries d'El Call, encara que per la resolució de la informació sísmica no s'ha interpretat (figura 4.13).

Com s'observa a la figura 4.13, dins els materials sin-plegament els reflectors dibuixen una geometria sinclinal que s'interpreta com el sinclinal frontal associat a la propagació de l'encavalcament de Bóixols (0-700 ms).

En aquest sector del perfil, la localització i geometria de l'encavalcament inferior (a partir de 1650 ms i amb una inclinació aparent entre 5° i 6°) ve determinada per la inclinació del basament i la profunditat del replà de bloc superior de l'encavalcament de Bóixols.

Al terç nord del perfil hi destaquen també diversos paquets reflexius i alguns elements estructurals significatius. Es pot identificar la localització del sostre del basament seguint el mateix criteri esmentat anteriorment (a uns 2200-2300 ms) i, així, aquest límit es pot traçar al llarg de tot el perfil (figura 4.13). Per damunt, s'observen diversos paquets reflexius que perfilen el flanc caudal de l'anticlinal de Santa Corneli i, més al nord, un sinclinal laxe interpretat com l'expressió en profunditat del sinclinal de Santa Fe. Entre els diversos paquets reflexius destaca, cap a la part baixa, un tram assignat al Juràssic (1700-1930 ms) delimitant la posició del replà de l'encavalcament de Bóixols a ≈ 2000 ms. Aquest tram reflexiu es troba interromput de forma esglaonada al llarg del flanc caudal de l'anticlinal, donant peu a la interpretació de falles sustractives en aquesta zona (figura 4.13). Una d'aquestes falles és la que perfora el sondatge SC-1, posant en contacte la part alta dels carbonats del Juràssic amb les evaporites triàsiques.

A partir de la localització de la base de Cretaci Superior en el sondatge SC-1, aquest límit es pot continuar en profunditat seguint la inclinació dels reflectors en posició de flanc i de replà, amb una geometria comparable a la del paquet sísmic corresponent al Juràssic. Per sota s'observa que els materials del Cretaci Inferior perden potència cap al sud a mesura que es creuen les diferents falles normals interpretades en el paquet juràssic.

El sostre del Cretaci superior pre-Santonià superior, identificat en superfície i en el sondatge SC-1, es reconeix per la presència d'un paquet de reflectors que destaca respecte els materials suprajacents (figura 4.13). A partir de la posició del replà de bloc superior de l'encavalcament de Bóixols, i del mateix encavalcament interpretat en el sondatge SC-1, es pot interpretar la localització i la inclincació de la rampa de l'encavalcament, subparal·lela al flanc caudal de l'anticlinal.

El segon perfil que es presenta, el T43, subperpendicular a l'anterior, és un dels perfils claus en aquest sector que mostra la variació lateral dels dipòsits sinextensius i la seva relació amb l'encavalcament de Bóixols (figura 4.14). També es suggereix la presència d'una estructura extensiva invertida que recolza la correlació estratigràfica de la figura 4.11.

Aquest perfil es localitza aproximadament en la zona de replà de bloc superior de l'encavalcament de Bóixols, amb una direcció lleugerament obliqua respecte les estructures principals (figura 4.14). A grans trets el perfil es pot dividir en dos sectors, d'oest a est: un sector occidental en el que s'aprecien diversos paquets reflexius o amb contrast d'impedància destacable, i un sector oriental de resposta sísmica més caòtica, especialment a la part mitja i alta del perfil (figura 4.14).

En les parts profundes del perfil s'identifica la tripleta reflexiva al sostre del basament, que permet situar aquest límit entre 1800 i 2350 ms, inclinat cap a l'oest. És destacable que el sostre del basament és més visible en les línies E-W que en les línies N-S, com es pot comprovar si es comparen les figures 4.13 i 4.14. En la figura 4.14, per sota del sostre del basament, la presència d'un panell de reflectors inclinats cap a l'Est coincidint amb un augment de la inclinació del basament suggereix la presència d'una falla, que en aquesta Tesi s'ha anomenat falla de Boumort. Entre 1500 i 2000 ms, un conjunt de reflexions hiperbòliques marca la localització de l'encavalcament de Bóixols (en aquest sector ja entroncat amb l'encavalcament inferior), subparal·lel al sostre del basament (figura 4.14).

En les parts mitja i alta del perfil, corresponents al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols, al sector occidental es reconeix la sèrie juràssica, un paquet reflexiu subhoritzontal entre 1700 i 2000 ms. Per damunt, el Cretaci Inferior està representat per un tram de reflectors discontinus d'uns 600 ms de gruix (figura 4.14). El Cretaci Superior pre-Santonià superior es reconeix per un tram més reflexiu, entre els 650 i els 1050 ms, especialment cap a sostre on es pot identificar la plataforma del Santonià inferior delimitant el paquet. Per damunt, la sèrie sinplegament dóna una resposta sísmica menys clara. La interpretació de la sèrie estratigràfica està recolzada per línies transversals en les quals s'hi identifiquen també aquests contactes (figura 4.13).

En el sector oriental, tot i que menys clar, també es pot identificar la presència d'un paquet reflexiu inclinat cap a l'oest corresponent al Juràssic, sobretot a l'extrem est del perfil. Els materials del Juràssic tenen una inclinació lleugerament superior a la que mostren l'encavalcament de Bóixols i el sostre del basament, que en la interpretació s'ha resolt per un augment de la potència de les fàcies triàsiques. Per damunt, el Cretaci Inferior, que aflora en superfície, té un gruix d'uns 1500 ms aproximadament. S'hi poden observar alguns reflectors també inclinats cap a l'oest. La base del Cretaci Superior s'observa només en superfície amb cabussaments aparents sobre el perfil sísmic cap a l'oest. El conjunt està recobert per conglomerats terciaris.

Destaca la profunditat a la qual es troba la base del Cretaci Superior en els sectors occidental i oriental del perfil. Aquesta diferència s'ha resolt en bona part per una disminució en la potència del Cretaci Inferior.

Aquesta diferència ha propiciat la interpretació d'una estructura extensiva, que s'ha anomenat falla de Carreu, que controla la potència dels materials del Cretaci Inferior. Per la relació entre el sostre de la sèrie del Cretaci Superior a banda i banda d'aquesta falla, aquesta estructura té les característiques d'una falla inversa. Per contra, en profunditat els carbonats del Juràssic s'han interpretat pràcticament a la mateixa alçada als dos blocs d'aquesta falla, de tal manera que es suggereix la inversió d'aquesta estructura (figura 4.14).





Terciari (tardi-postplegament)				
	conglomerats			
	lutites, gresos i conglomerats			

Cretaci Superior (sinplegament)

Garumnià		
Grup Areny	(11)	
Santonià sup Campanià mitjà	(I)	

preplegament



Figura 4.14 a: Perfil sísmic T43 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. S'ha interpretat la localització de l'encavalcament de Bóixols i la presència d'una falla extensiva parcialment invertida que desplaça la base de la sèrie postextensiva del Cretaci Superior i condiciona la potència de la sèrie del Cretaci Inferior. **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T43

4.3.0.3 Estructura a l'oest de la Noguera Pallaresa

A l'oest de la Noguera Pallaresa, l'estructura en superfície no reflexa la presència de l'anticlinal de Sant Corneli, i aquest es pot deduïr només en els perfils sísmics. A grans trets en tots els perfils sísmics d'aquest sector s'observa una estructura amb poc relleu, malgrat que la senyal és pobra a la zona de l'anticlinal (probablement com a conseqüència de la presència de capes verticalitzades, tal com s'ha descrit en l'apartat anterior, on hi ha una bona correlació entre l'estructura anticlinal en superfície i el que s'observa en el subsòl). A primer cop d'ull, el que més destaca en aquest sector és que l'estructura al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols és molt diferent de la que s'ha pogut observar a l'altra banda del riu Noguera Pallaresa. Les diferències principals són: una rampa de bloc inferior més curta, un plec de flancs curts, un replà de bloc superior llarg, i un bloc inferior amb reposta sísmica força clara per sota de l'encavalcament, juntament amb la gran potència de sediments sinorogènics per sobre de l'anticlinal.

El primer dels perfils que es presenta, el T20, és un bon exemple dels perfils N-S d'aquest sector, i es troba localitzat molt proper al riu Noguera Pallaresa (figures 4.1 i 4.15). S'hi poden observar dos sectors diferenciats, al sud i al nord d'una zona amb pèrdua de senyal que s'ha interpretat com a reflex de la presència de l'anticlinal de Sant Corneli. Aquesta zona, més estreta que les que s'han mostrat en el perfil de la figura 4.13, suggereix una estructura anticlinal de menys entitat i menys relleu estructural.

Al sud d'aquest sector s'hi poden observar diversos paquets reflexius subparal·lels entre si a la part mitja i baixa del perfil sísmic, i un tram superior amb reflectors inclinats cap al sud, aparentment discordants respecte als inferiors (figura 4.15). A la base del perfil s'hi ha identificat el sostre del basament, entre 2200 i 2400 ms aproximadament, per la presència de la tripleta reflexiva que es localitza per sobre d'aquest límit. Per damunt, l'encavalcament inferior s'ha situat entre els 1900 i els 2000 ms, a la base del conjunt reflexiu dels carbonats juràssics, subparal·lel a aquests darrers i també al sostre del basament (figura 4.15). La seva localització està retringida també per la posició del replà de bloc superior de l'encavalcament de Bòixols (a la part septentrional del perfil) i per correlació amb altres línies sísmiques transversals. El paquet reflexiu corresponent a la sèrie juràssica, just per damunt de l'encavalcament inferior, s'observa amb força claredat lleugerament inclinat cap al nord. Aquest paquet es pot seguir cap al nord gairebé fins el punt on s'ha interpretat la posició de la rampa de l'encavalcament de Bóixols. El sostre de la sèrie juràssica s'ha situat a l'inici d'un tram de reflectors menys continus lateralment (entre 1450-1650 ms), assignats al Cretaci Superior (amb possible presència minoritària de materials del Cretaci Inferior, que no s'han diferenciat). Per sobre, el límit entre el Santonià inferior i el Santonià superior (base dels materials sinorogènics) s'ha interpretat per la presència d'una angularitat entre els materials del sostre del Santonià inferior, que cabussen cap al nord, i els de la base del Santonià superior que cabussen cap al sud (suggerint l'onlap d'aquests darrers contra la sèrie subjacent, al sud del flanc frontal de l'anticlinal de Sant Corneli) (figura 4.15). Per bé que la senval no és massa clara, la disposició dels reflectors del Santonià superior - Campanià mitjà suggereix l'onlap d'aquests sobre el flanc frontal de l'anticlinal de Sant Corneli. La reflectivitat d'aquest paquet es pot interpretar com a resultat del fet que es trobin en fàcies de plataforma (figura 4.5). Per damunt, el contacte entre aquests materials i el Grup Areny s'ha interpretat també com una discordança per sobre de la quals els reflectors pertanyents al Grup Areny, cabussant cap al sud, onlapen la part alta de la sèrie subjacent (entre 500-700 ms aproximadament, figura 4.15).

Al sector nord del perfil, s'hi poden observar també diversos paquets reflexius, en aquest cas amb diferent inclinació els uns respecte els altres. A grans trets, a la part mitja i alta del perfil s'observen dos panells bastant constants inclinats cap al sud, separats per un tram subhoritzontal. Per contra, els reflectors de la part baixa mostren una tendència horitzontal (figura 4.15). A la base del perfil sísmic, el sostre del basament s'ha situat al voltant dels 2450 ms, subhoritzontal. Així mateix, el replà de l'encavalcament de Bóixols (aquí ja entroncat amb l'encavalcament inferior), s'ha situat a uns 2100 ms, paral·lel al sostre del basament. Per damunt igualment s'identifica el paquet reflexiu corresponent als materials juràssics, que en aquesta zona es troba compartimentat per diverses falles substractives (les quals s'han interpretat amb cabussament aparent cap al nord). Aquest paquet és a grans trets subhoritzontal i a l'extrem nord del perfil s'inclina cap al sud. Per damunt s'observa un paquet relativament potent (amb un màxim d'uns 500 ms en vertical i disminuïnt cap al sud), menys reflexiu, que s'ha assignat al Cretaci Inferior (figura 4.15). Just al nord del sector on s'ha interpretat l'anticlinal de Sant Corneli, es suggereix una angularitat entre aquest paquet assignat al Cretaci Inferior (reflectors inclinats cap al sud) i els materials del Juràssic (reflectors subhoritzontals). A sobre d'aquest tram, s'observa un paquet de reflectors més continus que s'ha assignat al Cretaci Superior, que és el que dibuixa més clarament aquesta tendència esglaonada al nord de l'anticlinal de Sant Corneli (figura 4.15). Es pot observar una certa coincidència entre els canvis d'inclinació dels reflectors del Cretaci Superior i la posició de les falles normals que compartimenten els materials juràssics, especialment en el punt on els reflectors assignats al Cretaci Superior s'horitzontalitzen al nord de l'anticlinal de Sant Corneli. Per damunt d'aquests materials, els límits dins la sèrie sinorogència s'estableixen amb dificultat. Malgrat tot, el contacte entre els materials del Santonià sup. - Campanià mitjà i el Grup Areny s'ha situat per sobre un tram més reflexiu que es reconeix just al nord de l'anticlinal de Sant Corneli, on s'insinua una certa angularitat entre aquest darrer paquet i els reflectors suprajacents (figura 4.15). A més, tenint en compte les característiques en superfície de la part baixa del Grup Areny (la seva composició i organització interna), és esperable que produeixin una resposta sísmica poc definida (vegeu capítol 2).

Segons la interpretació realitzada, s'estima que el desplaçament sobre la rampa de l'encavalcament de Bóixols és considerablement menor que a l'est de la Noguera Pallaresa, sobretot tenint en compte la llargada de la rampa de l'encavalcament i les dimensions de l'anticlinal de Sant Corneli (figures 4.13 i 4.15).



conglomerats
lutites, gresos i conglomerats

Garumnià	
Grup Areny	(II)
Santonià sup Campanià mitja	_à (I)

4.4 Conversió de la interpretació símica a profunditat

Per convertir la informació sísmica de temps doble a profunditat, s'ha dissenyat un procés específic tenint en compte les dades disponibles i les característiques de l'àrea d'estudi. Aquest procés té per objectiu optimitzar la informació de velocitats provinent dels sondatges, atès que l'antiguitat de les campanyes de sísmica comporta una manca d'informació sobre el seu processat, les velocitats sísmiques que se'n deriven i la distribució de les velocitats a l'àrea d'estudi.

Dins el context d'aquest estudi, a més, la interpretació sísmica porta associada la tercera dimensió i per això la conversió de la interpretació es converteix en un pas crític. És a dir, per convertir el gruix de la interpretació cal disposar d'un model de velocitats en tres dimensions que integri tota la informació disponible de velocitats de l'àrea d'estudi. En aquesta Tesi, la informació disponible per a la conversió a profunditat s'ha basat en el registre sònic dels diferents sondatges disponibles.

Per les característiques estratigràfiques i estructurals de l'àrea d'estudi, és previsible que la distribució al llarg de tota la zona de les velocitats calculades en cada un dels sondatges no sigui ni constant ni lineal. En concret, pel que fa al registre estratigràfic, la zona estudiada presenta canvis substancials tant a nivell de registre estratigràfic com de potència de la unitats estudiades. Pel que fa a l'estructura, la zona estudiada es caracteritza per tenir relleus estructurals acusats, variacions geomètriques longitudinals i repeticions de la sèrie (amb unitats amb velocitat sísmica alta superposades a unitats de baixa velocitat). Per aquest motiu, s'ha valorat que aquestes característiques estratigràfiques i estructurals de l'àrea d'estudi s'havien de tenir en compte a l'hora de generar el model 3D de velocitats, ja que la informació de velocitats disponible és escassa i molt espaiada.

Per tant, el procés de conversió a profunditat que s'ha dissenyat parteix de la interpretació sísmica i la utilitza com a guia per determinar els intervals de velocitat en els diferents sondatges i per interpolar aquestes velocitats al llarg de l'àrea d'estudi.

Així doncs, el procés de conversió de la informació sísmica s'ha efectuat seguint els diferents passos que es descriuen a continuació (figura 4.16). Cal destacar que aquest procés s'il·lustra sobre una exemple en dues dimensions, tot i que s'ha portat a terme en 3D:

- a. S'ha partit de la interpretació sísmica, que s'ha utilitzat per determinar els límits entre les diferents interfases de velocitat (figura 4.16 **a**).
- b. A partir dels límits interpretats a la sísmica, s'han establert velocitats d'interval (V_{int}) per a cada paquet sedimentari utilitzant les diagrafíes sòniques. Els límits escollits a partir de la interpretació sísmica també tenen en compte les característiques litològiques principals dels materials (contingut en detrítics, component carbonatat, presència d'evaporites, etc.), és a dir, no tots els límits interpretats seran límits en el model de velocitats (figura 4.16 b). En aquest procés s'ha utilitzat algun sondatge fora de l'àrea estudiada (Monesma-1) per restringir el model de velocitats més enllà dels límits de l'àrea d'estudi i validar la conversió. Els intervals que s'han definit en funció de les dades disponibles són: Terciari (detrític), Cretaci Superior (mixte), Cretaci Inferior (carbonatat), Juràssic (calcari dolomític,

localment evaporític), Triàssic (evaporític), Mesozoic-Cenozoic autòcton i Basament paleozoic. Les velocitats pel Terciari, l'autòcton i el basament estan molt poc restringides a partir dels sondatges disponibles, de manera que s'han comparat amb les utilitzades en estudis anterios fets als Pirineus (Muñoz *et al.*, 2000; FERNÁNDEZ, 2004). Alguns d'aquests intervals, com per exemple el Cretaci Superior o el Juràssic, mostren valors molt dispars en cada sondatge degut a canvis litològics, canvis en la profunditat, etc. En aquests casos, s'ha considerat que la seva velocitat d'interval era variable.

- c. De cada perfil sísmic s'ha seleccionat un conjunt de traces sísmiques a intervals constants, dels quals la informació necessaria és la localització geogràfica de la traça sísmica i la profunditat (en temps) a la que es troben els límits entre les interfases de velocitat. Les traces sísmiques de cada perfil es seleccionen a intervals constants per minimitzar els canvis laterals bruscos de velocitat (figures 4.16 c i 4.17 c). Al final d'aquest procés, s'ha obtingut una distribució no uniforme (concentrada al llarg dels perfils sísmics) de la profunditat a la que es troben els límits entre les diferents interfases de velocitat (figure 4.17 c).
- d. Amb aquesta informació s'ha generat un volum (o cub) 3D que abarca tota l'àrea estudiada i en el qual s'interpolen les velocitats d'interval a partir de les traces sísmiques que s'han seleccionat anteriorment (que emmagatzemen la informació referent a la posició i profunditat dels límits entre les diferents interfases de velocitat) (figures 4.16 d i 4.17 d).
- e. Finalment s'ha convertit la velocitat d'interval (V_{int}) a velocitat mitjana (V_{avg}) mitjançant un algoritme disponible a GOcad, i aquesta és la velocitat final que s'utilitza per realitzar la conversió de tota la interpretació sísmica (figures 4.16 e i 4.17 e).



Figura 4.16: Procés de conversió a profunditat (*vegeu explicació detallada al text*). **a:** Interpretació sísmica. **b:** Interfases caracteritzades per una (V_{int}). **c:** Traces sísmiques seleccionades a intervals constants (en m) amb informació sobre posició de cada traça (en m) i profunditat (en temps) dels límits entre les V_{int} . Aquesta informació es remostreja a intervals constants (en temps). **d:** Generació del volum 3D a partir de les V_{int} . **e:** Càlcul de la V_{avg} , previ a la conversió de la interpretació.


velocitats d'interval sísmiques. Destaca la presència d'interfases d'alta velocitat (blau, corresponent a valors del Cretaci Inferior) enmig d'interfases de velocitat més baixa (verd, corresponent al mostra un secció longitudinal i una secció transversal. La gradació suau en el color indica que les velocitats d'interval s'han interpolat a partir de la informació de les traces triàsic i al terciari). A la imatge central es mostra també una secció en planta del cub 3D. e: Imatge en perspectiva del cub 3D de velocitats mitjanes, calculat a partir de les

CAPÍTOL 5

Metodologia 3D

5.1 Introducció

La metodologia aplicada en aquesta Tesi està basada en els conceptes i el flux de treball desenvolupat al Grups de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (GGAC) i l'Institut de Recerca GEOMODELS, explicat prèviament al treball de FERNÁNDEZ (2004). Comprèn tots els passos que hi ha des de l'adquisició de les dades a la creació del model 3D de l'estructura, essent un procés

- iteratiu en el qual cada pas s'utilitza com a eina per tal de validar el pas previ i com a punt de partida per al pas següent, i
- interactiu en tot moment amb l'usuari, és a dir, amb un grau d'automatització significatiu però que, alhora, cedeix a l'usuari el control sobre totes les accions i mecanismes aplicats durant el procés de reconstrucció.

Aquesta metodologia té com a objectiu la reconstrucció d'aquelles superfícies geològiques que representen de forma adequada la geometria tridimensional d'una estructura geològica. El terme "reconstrucció" defineix el procés de reproduïr, en un espai 3D georeferenciat, la geometria d'aquestes superfícies a partir d'unes dades originals disperses i incompletes. En aquest procés, s'interpolen i extrapolen les dades seguint unes assumpcions metodològiques i geomètriques concretes.

La metodologia accepta una amplia gamma de fonts d'informació de les quals obtenir les dades de partida: cartografia geològica, informació geofísica de subsòl, models digitals del terreny (regionals o bé d'alta resolució, p.ex. obtinguts mitjançant escaneig amb làser), fotointerpretació, etc. Les dades de partida, provinents de qualsevol d'aquestes fonts, compliran almenys una d'aquestes dues característiques: tenir una **representació espacial** i/o descriure una **propietat geològica**. Segons el tipus de representació espacial de les dades, aquestes es poden dividir en quatre grups, que corresponen als "quatre tipus d'elements georeferenciats" de FERNÁNDEZ (2004): dades puntuals (1D), dades linials (2D), dades areals (3D) i dades volumètriques (3D).

La informació referent a les propietats geològiques de les dades emprades es pot dividir en dues categoríes, segons si és informació qualitativa o quantitativa. La informació qualitativa agrupa aquelles observacions de caràcter descriptiu (característiques litològiques, paleontològiques o estructurals) i interpretatiu (posició estratigràfica, posició estructural o edat). Per contra, la informació quantitativa agrupa el conjunt de propietats que poden ser mesurades: dades d'orientació (p.ex. azimut/cabussament d'horitzons estratigràfics), vectors (p.ex. estructurals, estratigràfics o paleomagnètics), propietats geofísiques (p.ex. amplitud sísmica), propietats petrofísiques (p.ex. permeabilitat), etc. Aquestes propietats geològiques s'associen a qualsevol element georeferenciat com a atribut.

Amb les dades de partida es pot establir un model geomètric que permetrà la interpolació / extrapolació de la informació i que serà la base de la reconstrucció 3D. Juntament amb la informació de posició (XYZ), les dades d'orientació són un element clau en la definició del model geomètric. La seva incorporació en el procés de reconstrucció 3D fou en el seu moment la principal contribució de la metodologia de reconstrucció 3D exposada per FERNÁNDEZ (2004) i en la qual es basa la present Tesi. A més, aquesta Tesi incorpora a la reconstrucció 3D la informació aportada per models numèrics.

La metodologia utilitzada és aplicable en contextos i situacions de partida molt diversos ja que no condiciona el procés de reconstrucció en si mateix, i aquesta és una de les seves característiques més destacables. Per contra, proporciona els mètodes i les eines necessàries que, combinades amb la naturalesa de les dades de partida (situació inicial), permetran establir un flux de treball adequat per resoldre el problema (figura 5.1). La situació inicial està condicionada pel tipus de dades de partida (dades de camp, dades de sondatges, perfils sísmics, etc.), l'espaiat i resolució d'aquestes dades i la disponibilitat de suports addicionals (models digitals del terreny, fotogrametría, etc.). Els mètodes inclouen els diferents models geomètrics de representació d'estructures geològiques, els mecanismes d'interpolació/extrapolació de dades, etc. Les eines inclouen un conjunt de programes informàtics i aplicacions que permeten treballar amb dades geològiques georeferenciades. Aquests tres elements es poden representar en els vèrtexs d'un triangle per il·lustrar la influència de cada un d'ells en el resultat final de la reconstrucció 3D. Un model 3D situat en el vèrtex superior d'aquest triangle (figura 5.1) tendirà a una excessiva simplificació de l'estructura geològica que es vol representar. Si el model 3D està molt supeditat a les dades de partida, tindrà una realització més complexa i laboriosa. Un alt grau d'automatització del procés de reconstrucció 3D va en detriment del control que l'usuari té sobre les operacions efectuades. En resum, aquesta metodologia requereix un anàlisi preliminar de la situació inicial, per tal d'escollir el mètode més adequat a cada situació i utilitzar les eines més apropiades entre una varietat de recursos que s'amplia contínuament.

La reconstrucció 3D de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols s'ha completat en dues fases, tenint en compte el tipus d'informació disponible, la seva densitat i distribució (figura 5.2):

- I. En una primera fase s'ha reconstruït la geometria en detall de les capes plegades del Cretaci Superior preplegament (pre Santonià superior).
- II. En una segona fase s'ha reconstruït la geometria a escala regional de les principals superficies i estruc-



Figura 5.1: La combinació entre la base metodològica aplicada, el tipus de dades de partida o situació inicial i la disposició d'eines adequades, tindrà una influència clau en les característiques del resultat final.



Figura 5.2: Flux de treball seguit per la reconstrucció 3D de l'anticlinal de Sant Corneli.

tures involucrades en el mantell de Bóixols i a la conca de Tremp.

Per una banda, els sediments del Cretaci Superior (preplegament) afloren molt bé a la meitat oriental de l'àrea d'estudi, controlant la topografia actual, afavorint l'adquisició de dades de superfície i permetent una reconstrucció 3D de detall. En canvi, les estructures principals relacionades amb l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, així com la continuació del propi anticlinal cap a l'oest, només s'observen en el subsòl. Les dades de subsòl disponibles eren escasses i disperses comparades amb les dades de superfície. Per aquest motiu, s'ha optat per realitzar la reconstrucció 3D seguint aproximacions diferents, en funció de la naturalesa i densitat de les dades de partida (figura 5.2).

Aquesta reconstrucció 3D s'ha combinat amb l'aplicació de tècniques de modelització numèrica amb l'objectiu, en una primera fase, de guiar la integració de les dades de superfície i les dades de subsòl. Posteriorment, s'ha utilitzat també per establir un patró d'evolució l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i l'encavalcament de Bóixols, coherent amb la informació disponible i la reconstrucció 3D. L'explicació en detall d'aquest procés es troba en el capítol 7.

5.2 Reconstrucció 3D a partir de dades de superfície

El flux de treball dissenyat per a la reconstrucció 3D de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols a partir de dades de superfície consta de tres estadis que s'explicaran a continuació (figura 5.2):

- 0. Adquisició de dades
- 1. Digitalització 3D
- 2. Definició del Model Geomètric
- 3. Construcció de superfícies 3D

5.2.1 Adquisició de dades

La reconstrucció 3D s'inicia amb un estadi 0 d'adquisició de dades, i aquesta tasca pot continuar durant tot el procés de reconstrucció si, com en aquest cas, les estructures estudiades són accessibles. Aquesta última és una característica que cal tenir en compte en el moment de planificar la presa de dades i l'encaix d'aquesta etapa dins el flux de treball de la reconstrucció 3D. La planificació de l'adquisició de dades també depèn de l'objectiu final de la reconstrucció 3D (figura 5.3). En aquest estudi s'ha optat per la reconstrucció a partir de dominis d'orientació ja que la situació inicial era idònia per assolir aquest objectiu (aflorament extens, topografia digital de detall, àrea de treball reduïda).

Així doncs, en aquest treball, durant l'adquisició de les dades s'han tingut en compte tres supòsits:

- 1. La obtenció d'una distribució de les dades d'orientació el més homogènia possible (figura 5.3).
- 2. La inclusió en el mostreig de trams representatius de totes les unitats estratigràfiques.
- 3. La priorització del procés d'identificació de traces cartogràfiques, independentment de la seva significació estratigràfica. Aquesta operació té com a objectiu optimitzar el procés de densificació de la informació de camp, especialment en zones poc accessibles.

5.2.2 Digitalització 3D

La digitalització 3D comprèn el procés de georeferenciació de les dades de camp, la seva densificació i preparació per a usos posteriors.

Les dades de camp s'han posicionat sobre Models Digitals del Terreny (MDT) a escala 1:5000, construïts a partir de topografia digital i sobre els quals s'entapissen ortofotografies (figura 5.4 a). Aquests MDT tenen associada una incertesa de \pm 5 m en el pla horitzontal, donada per la resolució de les dades, i una incertesa que, en el pla vertical, pot ser major en funció del pendent topogràfic i com a resultat del mecanisme d'interpolació durant l'elaboració del MDT.

Les dades de camp posicionades en l'espai 3D consisteixen en traces cartogràfiques d'horitzons, traces cartogràfiques de falles (figura 5.4 b), punts amb orientació coneguda (azimut/cabussament d'horitzons,



Figura 5.3: Les característiques de la zona de camp, l'accessibilitat als afloraments, l'escala de treball i la informació disponible de la zona, condicionen el disseny de la campanya de camp, la recollida de dades, i poden condicionar en última instància el model geomètric aplicat. Vegeu CARRERA *et al.* (2009*b*).



estructures o altres elements) i punts amb observacions addicionals (litologia, estructures sedimentaries, contingut paleontològic, etc.). En aquesta Tesi aquestes dades s'han complementen amb dades de sondatges per condicionar les parts més profundes del model de superfície i facilitar així la posterior integració entre les dades de superfície i les dades de subsòl.

A aquestes dades originals s'hi afegeixen les dades secundàries generades durant la digitalització 3D, consistents en noves traces cartogràfiques sobre el MDT i noves dades d'orientació obtingudes a partir de l'anàlisi d'aquestes traces.

En el GGAC i GEOMODELS, una línia important de treball en el desenvolupament de la metodologia de reconstrucció 3D ha estat la generació d'eines que permetin extreure informació addicional de les dades de partida, per tal de densificar la informació disponible (generació d'informació secundària). Aquesta línia d'actuació ha estat especialment fructifera en la digitalització 3D, on s'han desenvolupat algoritmes i aplicacions informàtiques que permeten obtenir informació addicional de la cartografia geològica, com ara:

- a. Extreure dades d'orientació a partir de traces geològiques digitalitzades sobre el model digital del terreny, a partir de la regressió lineal dels seus nodes (FERNÁNDEZ, 2005).
- b. Calcular la separació estratigràfica entre dos elements de posició coneguda.
- c. Traslladar elements gràfics en la direcció escollida.
- d. Gestionar la informació disponible (importació/exportació de dades, assignació d'atributs, etc.).

Posteriorment, aquestes aplicacions s'han extès a fases posteriors de la reconstrucció 3D, com per exemple al procés d'interpolació de les dades (CARRERA *et al.*, 2009*b*), construcció de les superfícies, etc.

Una vegada es té un gruix prou important d'informació digitalitzada, s'inicia el següent estadi del procés de reconstrucció 3D, consistent en l'anàlisi de la informació i l'establiment d'un model geomètric.

5.2.3 Definició del Model Geomètric

El model geomètric constituirà el marc per a la interpolació de les dades i la generació de les superfícies en 3D. Aquest model reprodueix les característiques més representatives de l'estructura, incorpora la màxima quantitat possible d'informació i respecta les dades de partida. A més, permet traslladar la informació des de la seva posició original cap a aquelles parts de l'estructura amb manca de dades. Per això, ha de ser el més senzill possible, però que representi fidelment els trets essencials de l'estructura que s'està estudiant.

A la pràctica, aquest estadi combina una anàlisi estructural amb la representació espacial de la geometria resultant i altres característiques estructurals/estratigràfiques observades (variacions de potència estratigràfica, angularitats, discontinuïtats, etc.). El procés de definició del model geomètric té tres parts:

- 1. Anàlisi estructural i elecció del model geomètric
- 2. Anàlisi de separacions estratigràfiques
- 3. Representació del model gomètric

Aquest estadi es duu a terme en la mateixa plataforma en la que s'ha efectuat la digitalització 3D (Microstation, GOcad® o MoveTM), amb l'assistència de programes específics d'anàlisi estructural (Orient© de Charlesworth, GEorient© de Holcombe o Stereostat de Rockware®, entre altres).

5.2.3.1 Anàlisi Estructural i elecció del Model Geomètric

Amb l'anàlisi estructural de les dades d'orientació, es busca primerament la representació geomètrica més senzilla que reprodueixi l'estructura: cilíndrica o cònica. Això permet agrupar les dades d'orientació en diferents dominis de cilindricitat o conicitat. En aquesta Tesi, degut a la densitat de les dades a la zona estudiada, aquesta primera operació ha permès focalitzar àrees d'interés de cara al següent pas (elecció del model geomètric i separació de les dades segons aquest model).

Cada un d'aquests dominis està representat per un vector d'orientació determinada (eix de cilindricitat/conicitat), un o més plans que els separen de dominis adjacents (plans CDB de CARRERA *et al.*, 2009*b*) i, en el cas de dominis cònics, un angle semiapical (angle entre l'eix del domini i la generatriu, per definició = 0 en dominis cilíndrics).

Com que la densitat de dades és alta, s'ha descomposat la geometria plegada en zones d'orientació constant (dominis planars) i s'ha determinat la seva dimensió. Aquesta part correspon a l'aplicació en l'entorn tridimensional del mètode dels **dominis de cabussament** (GILL, 1953; SUPPE, 1985), tal com s'explica als treballs de FERNÁNDEZ (2004) i GROSHONG (2006), entre altres. Per adaptar la terminologia a l'entorn 3D, en aquesta Tesi es proposa anomenar-lo mètode dels **dominis d'orientació**.

Aquesta no és la única aproximació possible, existeixen altres simplificacions vàlides per estructures geològiques, com ara la descomposició en dominis de curvatura constant (mètode dels *arcs circulars* de BUSK (1929)), la descomposició en elements primaris complexos com per exemple *corbes de Bézier* (DE KEMP, 2003), o el càlcul de gradients d'orientació entre punts d'orientació coneguda (CAUMON *et al.*, 2007).

Mètode dels dominis d'orientació

El mètode dels dominis d'orientació assumeix que les estructures geològiques es poden subdividir en volums dins els quals la orientació dels horitzons es manté constant (FERNÁNDEZ, 2004), o dit d'altra manera, es poden subdividir en dominis planars (figura 5.5). Aquests volums (o dominis planars) estan caracteritzats per una orientació determinada i separats per superfícies que marquen el canvi d'orientació. Segons FERNÁNDEZ (2004), aquestes superfícies seran de **continuïtat** quan les capes són continues a través d'elles, o de **discontinuïtat** quan les capes s'acaben d'una forma o altra contra elles, com és el cas de falles i discordances (figura 5.5).

Un dels avantatges de la subdivisió en dominis planars és que qualsevol superfície plegada es pot descompondre en plans tant petits com sigui necessari, independentment de la seva geometria original. Això permet reproduïr en 3D totes les geometries presents a la naturalesa, fins i tot les que s'aparten de la representació ideal (cilíndrica o cònica). Un altre dels avantatges dels dominis d'orientació és la simplicitat de la seva formulació, el seu càlcul i la seva manipulació en l'espai 3D, que fan que la seva aplicació sigui relativament



Figura 5.5: Representació gràfica d'uns horitzons plegats en dominis d'orientació constant. La superfície **B**, corresponent a un pla axial, és una de les superfícies de continuïtat de FERNÁNDEZ (2004). Les superfícies **A** i **C**, corresponents a un encavalcament i una discordança respectivament, exemplifiquen les superfícies de discontinuïtat de FERNÁNDEZ (2004). La imatge és modificada del mateix treball.

senzilla a nivell computacional.

A la pràctica, l'elecció del mètode serà un balanç entre la naturalesa de la superfície plegada i la complexitat del model geomètric que se'n derivi. En zones amb alta densitat de dades, la divisió en dominis d'orientació pot donar lloc a un model geomètric molt detallat i, per tant, difícil d'extrapolar. Per contra, en casos amb poca densitat de dades, existeixen altres tècniques complementàries que poden optimitzar millor les dades disponibles, com el mètode dels dominis de cabussament equivalents de CARRERA *et al.* (2009*b*) (figura 5.3).

Variabilitat dins els dominis d'orientació i angles llindar

Les dades d'orientació estan subjectes a una **incertesa**, que pot estar associada al mostreig (error instrumental \pm error en el posicionament), a la rugositat de les superfícies mesurades (vegeu CRUDEN i CHARLESWORTH (1976) per a una discussió més detallada) o, fins i tot, a la qualitat dels afloraments mostrejats. Aquesta incertesa contribueix a emmascarar la geometria de les estructures que s'estan estudiant i, per tant, ha d'ésser tinguda en compte en el moment d'agrupar les dades en dominis d'orientació.

L'escala de treball també té influència a l'hora d'establir dominis d'orientació, ja que condiciona la representativitat de les estructures geològiques. És a dir, qualsevol estructura geològica pot incloure estructures d'ordre menor o bé pot portar l'empremta d'estructures d'ordre major que influenciaran el resultat final de la reconstrucció 3D.

Per tant, un domini d'orientació agrupa dades amb orientació **similar** i, així, dins un domini d'orientació existeix una certa **variabilitat**. Aquesta variabilitat es pot minimitzar tot aplicant uns angles llindar (en azimut i en cabussament), per sota dels quals s'accepta que un conjunt de mesures pertanyen a un mateix domini d'orientació. Es calcula el valor mitjà d'aquestes mesures i aquest valor (centroide) serà representatiu per a tot el domini.

Els angles llindar són establerts per l'usuari en funció de:

• la dispersió de les dades relacionada amb la rugositat dels materials (p. ex. més tolerància en materials de gra molt groller que en materials de gra molt fi, més tolerància en materials amb estratificació

ondulada que en materials amb estratificació planar, etc.).

- la posició estructural en que s'ha efectuat el mostreig (p. ex. dominis més laxes en zona de flanc o amb menys variabilitat de les estructures, dominis més restringits en zona de xarnera o de canvi d'orientació de les estructures, etc.).
- l'escala de treball (a més gran escala, més variablitat dins un mateix domini, i a la inversa).
- l'aplicació de criteris addicionals per avaluar la dispersió de les dades susceptibles de formar un domini (p. ex. anàlisi de les components principals de WOODCOCK, 1977).

Automatització del càlcul dels dominis d'orientació: programa Geocluster

El procediment d'agrupar les dades en dominis d'orientació constant es realitza de forma semimanual i, en resum, els passos a seguir són els següents:

- De tot el conjunt de mesures disponibles, l'usuari en selecciona un subgrup que es considera un candidat a formar un domini d'orientació. Aquest subgrup acostuma a incloure dades properes entre elles i que aparentment tenen orentacions similars.
- 2. Aquest subgrup es projecta en un estereograma per analitzar la dispersió de les dades i fer un anàlisi de les components principals de la projecció $(K_1, K_2 i K_3)$. Perquè el subgrup es pugui considerar un domini d'orientació, s'ha de complir que $K_1 \gg K_2 > K_3 \ge 0$.
- 3. Si [2] es compleix i, a més, les dades difereixen entre elles (en azimut i en cabussament) un valor inferior als angles llindar establerts per l'usuari, aleshores el subgrup es considera un domini d'orientació i se'n calcula el centroide.
- 4. S'afegeixen una a una noves dades al domini calculat i es repeteix l'anàlisi de la dispersió i el càlcul del centroide, fins que [2] o [3] no es compleixen. Aleshores es selecciona un nou subgrup i es torna a començar.

Un cop s'han establert els dominis d'orientació, es calcula la posició mitjana de cada centroide en cada domini (C_p) , essent aquesta posició el punt mig de totes les dades que l'integren.

Aquesta aproximació pot donar resultats diferents segons quin sigui el punt d'inici de l'anàlisi, és a dir, quin és el subgrup inicial a partir del qual es realitza el càlcul. A més, acostuma a ser una tasca laboriosa i amb un alt grau de subjectivitat (usuaris diferents \Rightarrow resultats diferents). Per tal de millorar aquest procés s'ha dissenyat un programa per automatitzar-lo, que s'ha anomenat **Geocluster**. Aquest programa s'ha creat en el marc d'un conveni de col·laboració entre l'Institut GEOMODELS i el *Grup de Matemàtica Aplicada* de la Universitat Autònoma de Barcelona.

En el si d'aquest conveni, s'ha dissenyat un algoritme per automatitzar la subdivisió d'un conjunt de dades d'orientació en dominis planars. Les dades que utilitza aquest algoritme són parells d'angles d'orientació (azimut/cabussament), que matemàticament corresponen a coordenades esfèriques i representen els pols de les dades en l'esfera unitaria. L'algoritme té dues parts: primerament, es simplifica la representació de les dades a un diagrama cartesià per avaluar les distàncies entre els diferents parells d'angles (és a dir, els parells d'angles es tracten com a coordenades planars). Sobre aquest diagrama cartesià s'aplica un mètode basat en una malla regular i mòvil per obtenir una partició rectangular òpima de les dades d'orientació (és a dir, es divideixen les dades en subgrups d'orientació similar dels quals se'n calcula el centroide). Aquesta primera part és simlar a altres mètodes utilitzats àmpliament en el tractament de dades espacials, amb la diferència que es basa en les distàncies entre els diferents elements i no pas en les densitats d'elements per àrea. Segonament, s'aplica un seguit de correccions relacionades amb la geometria i la rigidesa de la malla rectangular, per tal d'adaptar la partició obtinguda a la geometria esfèrica de les dades. Els detalls del programa i la seva aplicació a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols es troben recollits a l'annex C.

5.2.3.2 Anàlisi de separacions estratigràfiques

L'anàlisi de separacions estratigràfiques consisteix en el càlcul de la potència estratigràfica entre diferents elements (generalment horitzons estratigràfics) i la seva variació al llarg de l'estructura estudiada. En aquest procés s'utilitzen tant dades de camp (primàries) com informació secundària (obtinguda durant el procés de digitalització 3D).

Aquest pas optimitza el model geomètric ja que permet utilitzar la projecció estratigràfica com a eina per densificar àrees amb informació incompleta. A més, pot donar informació sobre l'evolució cinemàtica de l'estructura, ja que els patrons d'apilament sedimentari aporten informació sobre els processos deformatius.

En l'estadi posterior de construcció de superfícies 3D, el model de separacions estratigràfiques també es pot utilitzar per generar superfícies adjacents a partir de definir la separació entre horitzons com un atribut (p. ex. projectar mapes d'isopaques sobre superfícies construïdes prèviament per generar una nova superfície que respecti la potència estratigràfica aplicada). D'aquesta manera s'evita la necessitat de construïr cada superfície individualment, agilitzant el procés de reconstrucció 3D. Les noves superfícies construïdes mitjançant aquest mètode es poden validar contrastant-les amb el model geomètric establert, ja sigui comparant la seva orientació en cada posició XYZ amb la orientació predita pel model geomètric, o bé comparant la posició estratigràfica en cada posició XYZ amb la posició establerta a partir de les dades de partida. No obstant, aquesta aplicació requereix que el model estratigràfic sigui el més acurat possible, per evitar simplificacions o incoherències derivades d'aquest procés.

5.2.3.3 Representació del Model Geomètric

Una vegada establerts els dominis d'orientació, aquests es representen gràficament, és a dir, es traslladen a un espai georeferenciat. Aquesta part està estretament relacionada amb l'estadi de construcció de superfícies i amb la densitat/distribució de les dades de partida. Com es veurà en l'apartat 5.2.4, la construcció de superfícies es pot fer seguint dues vies diferents, ambdues arrelades en el mètode dels dominis d'orientació. En el primer cas, la generació de superfícies passa per concentrar el màxim d'informació sobre una superfície determinada (**superfície de referència**), a partir de la qual es construïran les altres. En el segon cas, la generació de superfícies passa prèviament per compartimentar amb la màxima precisió l'espai 3D en volums d'orientació constant (**carcassa de superfícies limitants**), per tal de poder reconstruïr diverses superfícies al mateix temps.

L'elecció d'una vía o l'altra condiciona la representació del model geomètric (figura 5.6).

Model geomètric a partir d'una superfície de referència

La **superfície de referència**, representa aquella superfície geològica (generalment un horitzó estratigràfic) de la qual es té més informació i/o pot ser identificada al llarg de tota l'estructura.

En aquest cas, per definir el model geomètric cada centroide es projecta estratigràficament des de la seva posició original a la seva posició equivalent sobre la superfície de referència (figura 5.6 \mathbf{a}). Aquest pas es fa seguint el model de separacions estratigràfiques.

Sobre la superfície de referència, el límit entre dos dominis d'orientació (representats pels seus centroides) és una línia recta. En el cas de les superfícies limitants de continuïtat, si es coneix la posició dels dos centroides sobre la superfície de referència, la posició d'aquest límit és coneguda (línia **b** a la figura 5.6 **a**). Per contra, en el cas de superfícies limitants de discontinuïtat, primer cal reconstruïr la geometria 3D de la superfície limitant, ja que aquesta condicionarà la geometria i extensió dels dominis d'orientació adjacents (vegeu apartat 5.2.4.1).

Aquest model geomètric parteix de la premisa que una superfície de referència definida amb precisió redueix la incertesa acumulada durant el procés de reconstrucció, ja que aquest procés té menys graus de llibertat (HUSSON i MUGNIER, 2003). El pas crític d'aquest model és la projecció estratigràfica sobre la superfície de referència, ja que es poden produïr interferències entre dominis d'orientació adjacents (figura 5.7). Aquest mètode és adequat si existeix un horitzó estratigràfic prou representatiu de la geometria plegada, la densitat de dades és prou alta i el model de separacions estratigràfiques és detallat.



Figura 5.7: Projecció dels centroides sobre la superfície de referència. c_2 es projecta creuant un límit entre dominis a casua d'un error en el càlcul de la separació estratigràfica i a la presència d'un domini no-mostrejat.



Figura 5.6: Les dues representacions del model geomètric. **a:** Considerant una superfície de referència, on $T = traça cartogràfica d'aquesta superfície; <math>c_1$ i $c_2 =$ centroides en el punt mig de les dades dels seus respectius dominis d'orientació; h_1 i h_2 = separació estratigràfica entre cada centroide i la superfície de referència (representada per T); c'_1 i c'_2 = posició de cada centroide sobre la superfície de referència; v'_1 i v'_2 = vectors de projecció lateral dels dominis d'orientació segons la direcció de capa dels seus centroides; **b** = recta d'intersecció entre els dos dominis d'orientació (pla bisector entre els dos dominis sobre la superfície de referència). **b:** Generant la carcassa de superfícies limitants, on **r** = recta que uneix els dos punts més propers de cada domini d'orientació; **P** = punt mig de **r**; **B** = pla bisector entre els dos dominis que intersecta la recta **r** en el punt **P**. Les dades de cabussament amb trama ratllada representen dades secundàries obtingudes a partir de l'anàlisi de traces.



Figura 5.8: Les superfícies de continuïtat (**a**, **b**), a priori, mantindran una relació constant amb tots els horitzons pertanyents a un mateix domini. **a:** Si a través d'una superfície limitant de continuïtat, com per exemple un pla axial de plec, els estrats preserven la potència, aquesta superfície bisecta els dos dominis d'orientació. **b:** Si no és així, la superfície limitant no serà bisectriu. **c** i **d:** El cas de les superfícies de discontinuïtat, com ara discordances (**c**) o falles (**d**), requereix una aproximació més complexa, doncs són superfícies irregulars i amb relacions variables respecte als estrats pertanyents a un mateix domini.

Model geomètric a partir de la carcassa de superfícies limitants

La **carcassa de superfícies limitants** és la reconstrucció en l'espai 3D de totes les superfícies que limiten els dominis d'orientació establerts, ja siguin de continuïtat o de discontinuïtat.

Una superfície limitant de continuïtat que separa dos dominis d'orientació serà idealment un pla, quan aquesta sigui el resultat de l'acomodació de les capes al plegament (figura 5.5). Si les capes es pleguen preservant la seva potència, aquesta superfície limitant serà el pla bisector entre els dos dominis adjacents (figura 5.8 a). En cas contrari, aquesta superfície no bisectarà els dos dominis però mantindrà un angle constant respecte ells (figura 5.8 b).

En el cas d'altres superfícies limitants com ara una discordança o una falla, la relació d'aquesta superfície amb els dominis que separa generalment no serà constant. La seva geometria s'haurà d'establir a partir de mesures directes de la propia superfície, o bé de forma indirecta si té geometria desconeguda (figura 5.8 c i d). Per definir un model geomètric basant-se en la carcassa de superfícies limitants, inicialment i per simplificar el procés, s'assumeix que les superfícies limitants de continuïtat són plans bisectors entre dominis d'orientació adjacents (figura 5.8 b). Aleshores es calcula la orientació d'aquests plans bisectors i es posicionen en l'espai 3D. En primera instància, aquest pla se situa en el punt mig de la recta que uneix els dos punts més propers de cada domini d'orientació (punt \mathbf{P} a la figura 5.6 b). Posteriorment, la orientació i la posició d'aquest pla es modifiquen per ajustar-se millor a les dades disponibles.

Les superficies limitants de discontinuïtat es reconstrueixen de forma independent (vegeu apartat 5.2.4.1).

Una vegada establerta la carcassa de superfícies limitants, qualsevol horitzó estratigràfic amb posició coneguda (com a mínim en un domini d'orientació), pot nuclear una superfície 3D que abarqui tota l'estructura.

La definició d'aquest model geomètric és més laboriosa que l'anterior. A més, la complexitat augmenta com més irregulars siguin les superfícies limitants, o com més s'allunyi l'estructura de la geometria ideal. Per contra, l'usuari té més control sobre la posició dels elements que intervenen en el procés de reconstrucció i sobre la generació de les superfícies 3D.

Al final del procés de definició del model geomètric, independentment de l'aproximació seguida (superfície de referència o carcassa de superfícies limitants), el model geomètric final estarà constituït per:

- les dades d'orientació disponibles (dades de camp o dades secundàries obtingudes durant la digitalització 3D).
- les superfícies limitants de discontinuïtat (falles/discordances).
- la localització dels centroides sobre la superfície de referència, o bé la representació gràfica de les superfícies limitants de continuïtat (superfícies axials).
- les separacions estratigràfiques.
- altres límits o altres vectors estructurals (p.ex. superfícies limitants de dominis de cilindricitat —plans *CDB* de CARRERA *et al.* (2009*b*)—, eixos de plecs majors i menors, etc.).

5.2.4 Construcció de superfícies 3D

Aquest és el darrer estadi del procés de reconstrucció 3D, consistent en la generació de superfícies tridimensionals segons el model geomètric establert durant el pas anterior (apartat 5.2.3, pàgina 140). En algun cas, aquests dos estadis es realitzen de forma simultània.

La construcció de superfícies es pot dividir en dues parts: la **construcció de superfícies limitants de discontinuïtat** (discordances i falles) i la **construcció d'horitzons**. Sovint, aquests dos passos se solapen, per tal d'assegurar que la reconstrucció és coherent (p.ex. si s'utilitzen les línies d'interrupció dels horitzons contra les falles per restringir la reconstrucció).

5.2.4.1 Construcció de superfícies limitants de discontinuïtat

Aquest tipus de superfícies es construeixen abans que els horitzons plegats, ja que poden limitar dominis d'orientació i, per tant, condicionar la seva geometria i extensió (figura 5.8 c i d). En el cas més general, tindran una relació geomètrica diferent amb cada un dels horitzons que limiten, independentment de si aquests horitzons pertanyen o no a un únic domini d'orientació (FERNÁNDEZ, 2004). Cada una d'aquestes superfícies es construïrà individualment, aplicant una estratègia de construcció que s'adapti a les necessitats concretes de cada cas. En aquesta Tesi, a partir dels diferents casos resolts s'han establert unes línies generals d'actuació:

Construcció de falles

Cada falla s'ha construït en funció de les seves característiques i de les dades disponibles del pla de falla (figura 5.9):

- En el cas més favorable, quan la superfície de la falla ha pogut ser mostrejada (o se n'ha obingut informació a partir de la digitalització 3D), aquesta es pot construïr de forma similar als horitzons estratigràfics: els diferents valors d'orientació al llarg del pla de falla nuclearan plans orientats que s'extendran fins a intersectar entre ells (figura 5.9 a).
- Quan no es té informació de la superfície de la falla, es poden utilitzar models geomètrics per deduïr la geometria del pla de falla a partir dela geometria que han adquirit les capes durant el seu desplaçament al llarg del pla de la falla (WERNICKE i BURCHFIELD, 1982; SUPPE, 1983; SUPPE i MEDWEDEFF, 1990; ERSLEV, 1991; FERNÁNDEZ, 2004) (figura 5.9 b).

Construcció de discordances

La construcció de discordances és més complexa, ja que existeix una gran varietat de geometries possibles i, en molts casos, aquestes poden ser casuals (p.ex. geometries canaliformes). Dependrà de la disponibiliat de dades d'orientació de la mateixa superfície i d'indicadors de relació entre aquesta superfície i els horitzons que intersecta:

- Si es tenen dades d'orientació de la superfície de discordança, aquesta es construeix de la mateixa manera que els horitzons estratigràfics.
- Si la superfície de la discordança està infra-mostrejada o no s'ha pogut mostrejar, s'han d'identificar elements que relacionin la discordança amb els horitzons subjacents i suprajacents:
 - Línies d'intersecció entre dos horitzons per damunt i per sota la discordança,
 - Relacions geomètriques entre la superfície de discordança i els horitzons estratigràfics (p.ex. angularitats),
 - etc.



Figura 5.9: Construcció de la geometria de falles. **a:** A partir de dades d'orientació del pla de falla. **b:** A partir de la geometria dels horitzons adjacents, seguint models que relacionen la geometria de la falla amb la de les capes deformades durant el desplaçament al llarg de la falla. L'exemple de la figura correspon al *mètode chevron* de VERRALL (1981) un dels primers a determinar la geometria de falles lístriques a partir dels estrats del seu bloc superior, en aquest cas segons una cisalla simple vertical.



Figura 5.10: Per a la construcció de la superfície de referència, **a:** partint del model geomètric establert, **b:** generació dels contorns corresponents a cada domini d'orientació, **c:** malla de triangles irregulars (TIN) construïda a partir de la interpolació DSI de MALLET (1989) entre els contorns estructurals i, finalment, **d:** superfície 3D renderitzada.

Aquests elements permeten restringir la construcció de la superfície.

5.2.4.2 Construcció d'horitzons a partir d'una superfície de referència

Construcció de la superfície de referència

Es parteix d'un conjunt de centroides projectats sobre la superfície de referència a construïr (figura 5.10 a).

Primer, es generen els contorns estructurals segons la orientació de cada centroide. Després, aquests contorns estructurals s'extenen lateralment i verticalment fins a intersectar amb els contorns dels dominis adjacents (figura 5.10 b). La línia d'intersecció entre els contorns estructurals correspon a la intersecció de la superfície limitant amb la superfície de referència (línia b de la figura 5.10).

Finalment, s'aplica un algoritme d'interpolació per generar una superfície 3D a partir dels contorns estructurals. Amb la interpolació és busca la obtenció d'una malla de triangles irregulars (TIN *triangulated irregular network*, figura 5.10 c), una forma molt estesa per representar superfícies en un entorn georeferenciat. El color, la il·luminació o l'ombrejat s'aconsegueix mitjançant la renderització (figura 5.10 d).

Consideracions respecte al mecanisme d'interpolació

En aquest treball, l'algoritme utilitzat en la generació de superfícies TIN està basat en el mètode d'interpolació DSI (*Discrete Smooth Interplation* de MALLET, 1989), implementat a GOcad®. En concret, la interpolació DSI és una eina adequada ja que permet afegir restriccions locals i produeix geometries geològicament coherents (MAERTEN *et al.*, 2001; FERNÁNDEZ, 2004; CAUMON *et al.*, 2007):

- respecta la presència de discontinuïtats que interrompen la superfície de forma brusca,
- respecta la geometria dels contactes entre superfícies,
- permet controlar el grau d'aproximació a les dades de partida de la interpolació (dades dures),
- minimitza la rugositat de la superfície,
- respecta la orientació local de la superfície segons la disponiblitat de dades d'orientació.

Quan les dades originals són disperses o incompletes, com en aquesta Tesi, l'efectivitat de la interpolació DSI disminueix i justifica la utilització d'un model geomètric per condicionar la orientació de la superfície. És a dir, a la pràctica, aquest mètode d'interpolació dóna preferència a la posició XYZ de les dades i, només localment, permet incorporar la orientació com una restricció a la interpolació. Enallunyar-se d'aquesta restricció, la orientació perd pes en detriment de la posició de les dades adjacents.

Els mètodes implícits de reconstrucció de superfícies milloren les restriccions sobre la orientació, ja que utilitzen la interpolació DSI per generar gradients espacials de la orientació (CAUMON *et al.*, 2007; FRANK *et al.*, 2007). D'aquesta manera, cada posició XYZ de l'espai 3D adquireix un valor local d'orientació. Avui dia aquests mètodes estan en fase de desenvolupament i les seves principals dificultats es relacionen amb la reconstrucció d'estructures complexes, els canvis sobtats d'orientació (p. ex. geometries *kink*), l'existència de límits bruscos (*sharp boundaries*, p.ex. discontinuïtats) i la longitud d'ona de les estructures en relació a la malla tetraèdrica que governa la interpolació (\downarrow longitud d'ona $\Rightarrow\uparrow$ densitat de la malla tetraèdrica $\Rightarrow\uparrow$ temps de computació i \uparrow requeriments de memòria).

Així doncs, l'establiment de models geomètrics que guin la interpolació continua essent necessària.

Generació d'horitzons addicionals

Com s'ha comentat anteriorment (apartat 5.2.3.2), per generar nous horitzons i completar el model 3D es pot utilitzar la superfície de referència i el model de separacions estratigràfiques. Segons la relació entre els nous horitzons i la superfície de referència, es distingeixen tres casos:

- 1. Les unitats estratigràfiques tenen potència constant: en aquest cas els nous horitzons es generaran projectant cada node de la superfície de referència a una distància equivalent a la potència estratigràfica.
- 2. Les unitats estratigràfiques tenen potència variable però mantenen una relació angular constant respecte a la superfície de referència: els nous horitzons es generaran projectant cada node de la superfície de referència a una distància equivalent a la potència estratigràfica \pm l'angle entre les superfícies.
- 3. Les unitats estratigràfiques tenen potència variable i no mantenen una relació constant respecte a la superfície de referència: els nous horitzons es generaran projectant cada node de la superfície de



Figura 5.11: Generació de superfícies addicionals a partir de mapes d'isopaques. A partir de les dades de camp, es construeixen els mapes de gruixos de cada unitat estratigràfica. Aquests mapes es drapejen sobre les superfícies plegades per generar els nous horitzons. En aquesta figura es mostra l'aplicació dels mapes d'isopaques a l'anticlinal de Sant Corneli (vegeu annex D

referència a la distància que els hi pertoqui segons la potència estratigràfica de cada punt. Aquesta opció es porta a terme utilitzant mapes d'isopaques, que es drapejen sobre la superfície de referència, de forma que a cada node se li assigna una distància de projecció estratigràfica en forma d'atribut (figura 5.11).

Alhora de generar nous horitzons, s'han de tenir en compte algunes consideracions:

- a. Els tres casos descrits a dalt impliquen que les capes s'han deformat formant un plec paral·lel (classe 1B de RAMSAY, 1967). Per altres geometries, (p.ex. plecs similars, o classe 2 de RAMSAY, 1967) el vector de projecció no serà l'estratigràfic (perpendicular a la superfície en cada punt).
- b. En la utilització de mapes d'isopaques, el pas crític és la projecció d'aquests mapes (2D) sobre la superfície de referència (3D), com s'observa a la figura 5.11. La geometria de la superfície i, en termes més generals, la complexitat de l'estructura, condicionen la validesa de la projecció. En superfícies complexes, per minimitzar errors pot ser convenient generar i projectar el mapa d'isopaques sobre la superfície restituïda.

c. La generació de nous horitzons cap a les parts internes de l'estructura pot generar artefactes. Per evitar-los, la potència estratigràfica no ha de travessar el pla axial (és a dir, els vectors de projecció han de tenir una magnitud inferior a la distànica entre un punt de la superfície i el pla axial del plec).

Si l'horitzó de referència aflora i es reconeix al llarg de l'estructura, és representatiu de la seva geometria i s'observen les relacions estratigràfiques amb les altres superfícies, i si el model geomètric és precís, la construcció semi-automàtica d'horitzons addicionals és vàlida, ràpida i eficient. En aquestes situacions, suposa un avantatge respecte a l'alternativa de construïr els nous horitzons de forma individual, integrant en cada cas totes les dades possibles (HUSSON i MUGNIER, 2003; FERNÁNDEZ, 2004).

Una de les limitacions d'utilitzar una superfície de referència és la prolongació excessiva (cap a parts internes/externes de l'estructura) d'estructures menors que afectin aquesta superfície.

5.2.4.3 Construcció d'horitzons a partir de la carcassa de superfícies limitants

Es parteix d'un seguit de plans orientats en l'espai 3D, corresponents a les diferents superfícies limitants entre dominis d'orientació (figura 5.12 a). Inicialment, les superfícies limitants que són de continuïtat s'han situat en el punt mig entre dos dominis adjacents i bisectant-los, i s'anomenen de forma genèrica **plans bisectors**.

Primer, se selecciona un horitzó estratigràfic a reconstruïr i, dins de cada volum (domini d'orientació limitat per plans bisectors) es generen plans orientats segons el valor del domini i se situen en la posició estratigràfica que els hi correspon. En el millor dels casos, dins un domini d'orientació es podran localitzar estratigràficament tots els horitzons que es volen reconstruïr. En l'altre extrem, dins un domini d'orientació no es coneixerà la posició estratigràfica de cap dels horitzons.

Els plans orientats es propaguen fins a intersectar amb els plans bisectors del domini. La localització de plans equivalents en dominis adjacents permet restringir la orientació i localització dels plans bisectors (figura 5.12 b-d):

- 1. Si la línia intersecció de dos plans equivalents sobre el pla bisector coincideix, aleshores la potència estratigràfica de la unitat és constant i el pla bisector està situat on li pertoca (figura 5.12 b).
- 2. Si aquesta línia d'intersecció sobre el pla bisector no coincideix, aleshores
 - (a) El pla bisector no està situat al lloc que li correspon (figura 5.12 c), o bé
 - (b) La potència de la unitat no és constant i, per tant, la orientació del pla bisector no és adequada (figura 5.12 d).

Per discriminar entre aquestes opcions és convenient disposar d'un bon model de separacions estratigràfiques. Quan en el domini d'orientació adjacent no hi ha un pla orientat equivalent, aleshores la línia d'intersecció amb el pla bisector marca la posició estratigràfica de la superfície en el nou domini.

L'aproximació més efectiva passa per generar diverses superfícies alhora en un mateix domini d'orientació i, si és possible, nuclear superfícies equivalents en altres parts de l'estructura. Així, augmenta la restricció en el procés de construcció de superfícies.



Figura 5.12: Construcció a partir de la carcassa de reconstrucció. **a:** Es parteix del model geomètric inicial establert, considerant que els plans bisectors estan situats en el punt mig entre els dominis d'orientació. **b-d:** Segons les dades disponibles de les superfícies a reconstruïr, s'ajusta la posició i orientació dels plans bisectors. **e:** Les superfícies es generen condicionades a la geometria de la carcassa que formen els plans bisectors, respectant la orientació determinada pels diferents dominis d'orientació i la posició estratigràfica determinada per les dades de partida.

Igual que en el cas anterior, la construcció de superfícies es fa a partir dels seus contorns estructurals, fet que en facilita la manipulació i edició, i el darrer pas consisteix en la interpolació entre els nodes d'aquests contorns estructurals per obtenir una malla de triangles irregulars (figura 5.10).

5.2.4.4 Validació de resultats

Una de les eines de validació de la reconstrucció 3D que s'ha utilitzat en aquesta Tesi és la comparació entre traces cartogràfiques originals i la traça derivada de la intersecció entre la superfície generada i el MDT.

Les traces cartogràfiques originals es poden utilitzar per generar informació secundària (dades d'orientació), però també es poden incorporar com a dades dures en la interpolació FERNÁNDEZ (2004). Ara bé, la seva influència en la geometria final de la superfície serà local (posició XYZ dels nodes de la traça). En aquesta Tesi s'ha considerat prioritari el seu potencial com a eina de validació del model geomètric i per aquest motiu, no s'han utilitzat com a dades dures en la interpolació final de les superfícies. La validació del model geomètric es porta a terme comparant el grau de coincidència entre una traça cartogràfica T' (provinent de la intersecció entre la superfície 3D i el MDT) i una traça T (traça cartogràfica original del mateix horitzó que s'està construïnt). Si T' no coincideix amb T pot ser degut a errors en la orientació de la superfície o a errors en la seva posició (o ambdós).

Una altra de les eines de validació és la comparació entre la orientació local de la superfície generada en una localitat XYZ i la orientació de les dades de partida properes. En aquest cas, l'ajust serà funció de la orientació de la superfície respecte a la orientació real dels horitzons estratigràfics. La diferència admesa serà, com a mínim, els angles llindar dels dominis d'orientació. Tot i aíxí, en cada cas cal valorar si les dades properes són representatives de la orientació de la superfície en aquell punt o bé poden reflexar estructures locals que no s'hagin tingut en compte en la reconstrucció.

Per millorar l'ajust entre la superfície generada i les dades inicials cal anar modificant el model geomètric, en un procés d'assaig i error fins que la superfície generada s'ajusti prou bé a les dades de partida.

5.3 Reconstrucció 3D a partir de dades de subsòl

A diferència de les dades de superfície, la naturalesa de les dades de subsòl dificulta l'establiment d'un model geomètric que permeti interpolar i extrapolar les dades.

En el cas de la sísmica de reflexió 2D, la informació consisteix en traces digitalitzades (georeferenciades) al llarg dels perfils sísmics, corresponents a la interpretació d'horitzons estratigràfics o estructures. Per tant, la informació es redueix a posició XYZ i posició estratigràfica. En algun cas, pot venir acompanyada d'informació sobre l'amplitud de la senyal sísmica (en aquest estudi aquesta ha estat minoritaria i no s'ha pogut utilitzar en la reconstrucció 3D —vegeu capítol 4—). Pel que fa als sondatges, la informació consisteix en els límits entre unitats geològiques al llarg de les trajectòries dels sondatges, és a dir, posició XYZ i posició estratigràfica i, en molts casos, també dades d'orientació (*dipmeter*), descripcions litològiques i informació sobre les propietats geofísiques dels materials.

L'absència d'informació sobre la orientació real dels horitzons estratigràfics i de les estructures al llarg dels perfils sísmics, l'espaiat de la informació i la correlació entre la informació de superfície i la informació de subsòl han condicionat l'estratègia de reconstrucció. Cada superfície s'ha analitzat i s'ha construït de manera individual, utilitzant criteris geomètrics obtinguts del model 3D de superfície, de la pròpia interpretació o de models geomètrics teòrics (a partir de la comparació amb superfícies prèvies). Aquests criteris geomètrics diferiran en funció de la naturalesa de les superfícies a reconstruïr: estructures o horitzons estratigràfics.

Seguint el flux de treball d'aquest estudi, la reconstrucció 3D a partir de dades de subsòl s'ha organitzat en tres estadis (figura 5.2):

- 1. Digitalització 3D
- 2. Definició del Model Geomètric
- 3. Construcció de superfícies 3D

5.3.1 Digitalització 3D

Aquest estadi comprèn els passos que hi ha entre la interpretació de les dades de subsòl i la seva georeferenciació, i està explicat en detall al Capítol 4. En aquest apartat, només es comentarà la obtenció d'informació secundària a partir de les dades disponibles (densificació). Aquest procés ha consistit en obtenir dades d'orientació a partir de les dades de posició provinents de la interpretació sísmica. Aquestes dades d'orientació tenen un caràcter regional i s'han combinat amb les dades de sondatges o de superfície, quan ha estat possible, per guiar la reconstrucció 3D.

Les traces digitalitzades consisteixen, a la pràctica, en punts (XYZ) al llarg de línies, dels quals els primers són el que en última instància aporten la informació rellevant (posició). Per tant, en la intersecció entre perfils sísmics, les traces digitalitzades (corresponents a superfícies interpretades) configuren un núvol de punts que es pot ajustar a un pla, del qual se'n pot obtenir la orientació per mitjà de la regressió planar entre els seus nodes (FERNÁNDEZ, 2005). D'aquesta manera s'obté la orientació regional de les superfícies interpretades. En aquest cas, el terme "regional" implica que l'estimació de la orientació es fa a gran escala per evitar irregularitats locals, producte de la pròpia interpretació i del procés de conversió a profunditat. En aquest estudi, l'àrea que s'ha considerat representativa per estimar la orientació de les superfícies interpretades és una àrea circular centrada en la intersecció entre perfils sísmics, amb un radi aproximat de 500 m.

5.3.2 Definició del Model Geomètric

L'objectiu d'aquest estadi és establir criteris que condicionaran el model 3D. Aquests criteris inclouen el reconeixement d'elements clau en la interpretació sísmica, la prolongació cap al subsòl del model geomètric de superfície i la comparació d'aquests elements amb models teòrics per restringir la reconstrucció. Cada superfície generada també s'utilitza per establir criteris per la reconstrucció de les superfícies següents.

En aquest estudi, segons la correlació que es pot establir entre les observacions de superfície i la informació de subsòl, l'àrea coberta per les dades de sísmica i sondatges es divideix en dues regions: a l'est de la Noguera Pallaresa, l'estructura que s'observa en subsòl té expressió en superfície i ha pogut ser mostrejada. Per tant, el model geomètric de superfície es pot prolongar cap al subsòl. A l'oest, on només afloren els materials de la sèrie sintectònica, la disposició d'aquests materials no reflexa la presència d'una estructura en profunditat i no és possible relacionar les dades de superfície amb les dades de subsòl. A part d'aquesta dicotomía, les parts més profundes de la reconstrucció de subsòl (p.ex. encavalcaments, estructures extensives, etc.) no afloren a la zona estudiada i, en general, no s'observa la seva relació amb l'estructura en superfície.

Per tant, el model geomètric de superfície s'ha utilitzat de manera puntual a l'oest del pantà de Sant Antoni per restringir la localització i geometria en profunditat de l'anticlinal de Sant Corneli. Per la resta d'elements de subsòl, s'han hagut d'utilitzar altres criteris.

Pel que fa a les **estructures**, s'han analitzat i construït ordenadament seguint criteris de significació regional (regionals \Rightarrow locals) i de temporalitat (modernes \Rightarrow antigues).

Algunes de les restriccions geomètriques aplicades són:

- Localització d'elements clau en els perfils sísmics per restringir la geometria de les estructures (p.ex. línies d'entroncament, línies de contorn, configuració rampla-replà, etc.).
- Línies d'interrupció sobre el pla de la falla per restringir el desplaçament (especialment en estructures extensives i compressives de caràcter local).
- Models preexistents per estimar les dimensions de les estructures a partir de del seu desplaçament (WATTERSON, 1986; WALSH i WATTERSON, 1988; GILLESPIE *et al.*, 1992; KIM i SANDERSON, 2005).
- Models geomètrics de sistemes d'encavalcaments per restringir la geometria d'estructures en funció de la presència d'altres estructures o de la geometria dels horitzons plegats (BOYER i ELLIOT, 1982; SUPPE, 1985; MCCLAY, 1992).
- Tècniques de modelització numèrica per analitzar les relacions entre plecs i estructures i establir models de deformació que permetin aplicar criteris a la reconstrucció.

• Dades d'orientació extretes de la interpretació.

Pel que fa als **horitzons** estratigràfics, les restriccions geomètriques varien segons el tipus de superfície que es vol reconstruïr i el tipus de superfície adjacent de la qual s'extreuen criteris geomètrics (falla, superfície axial o un altre horitzó estratigràfic).

Algunes de les restriccions aplicades són:

- Traces axials de les estructures principals per restringir la geometria dels horitzons plegats.
- Relacions de paral·lelisme o angularitat amb horitzons adjacents.
- Línies d'interrupció sobre plans de falla per acotar la geometria dels límits de les superfícies 3D.
- Relacions geomètriques entre els horitzons plegats i les estructures que els deformen (models de deformació plec-falla).
- Tendències regionals per restringir la geometria dels horitzons a partir del model geomètric de superfície (p.ex. cabussament dels flancs, geometria de la xarnera –ampla, estreta, angulosa, arrodonida–, perfil del plec –obert, apretat–, geometria del flanc frontal, etc.)
- Dades d'orientació extretes de sondatges o de la propia interpretació.

5.3.3 Construcció de superfícies en 3D

A partir dels criteris esmentats, cada superfície es construeix de forma individual, tenint en compte el màxim nombre possible de dades en cada cas.

Els contorns estructurals de les superfícies es generen manualment, de tal manera que els contorns generats:

- Constitueixen la solució més simple,
- Tenen geometries suaus,
- Respecten els criteris geomètrics establerts.

A partir dels contorns estructurals, es genera una malla triangular de la mateixa manera que s'ha explicat per a la reconstrucció 3D a partir de dades de superfície (pàgina 151).

5.4 Restitució 3D

La restitució 3D del model geològic 3D es pot utilitzar en diversos estadis del procés de reconstrucció (FERNÁNDEZ, 2004). En estadis intermedis, es pot utilitzar per millorar el model de separacions estratigràfiques, una vegada s'ha generat una superfície 3D inicial. També es pot utilitzar per aplicar restriccions addicionals a la geometria plegada de les superfícies, especialment en el cas de superfícies complexes. En estadis finals es pot utilitzar per validar relacions geomètriques entre diferents elements, quan aquestes relacions s'han establert en l'estat actual (deformat). Aquestes relacions poden ser entre horitzons i estructures (p. ex. models de deformació plec-falla) i aleshores la restitució permet restringir també l'evolució cinemàtica de l'estructura que s'està estudiant. Però aquestes relacions també poden ser, per exemple, la relació espacial entre cossos sedimentaris (FERNÁNDEZ, 2004) o bé la distribució de cinturons de fàcies i la seva relació amb altres elements de l'estructura en qüestió (plecs, falles, etc.)

En aquesta Tesi la restitució 3D s'ha utilitzat per realitzar els següents exercicis:

- generar mapes d'isopaques de la sèrie del Cretaci Inferior i validar d'aquesta manera les hipòtesis establertes durant el procés d'interpretació de les dades (de subsòl i de superfície) i traslladades posteriorment al model geològic 3D.
- analitzar la relació entre els cinturons de fàcies del Santonià inferior (Mb. Aramunt Vell) en un estat no deformat, validant d'aquesta manera la correlació proposada a partir de les observacions de camp

La restitució s'ha portat a terme mitjançant els algoritmes disponibles del programa MoveTM, particularment aplicant un mecanisme de cisalla flexural per restituïr a la horitzontal les superfícies a analitzar.

CAPÍTOL 6

Resultats de la reconstrucció 3D

6.1 Introducció

La reconstrucció 3D de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols s'ha efectuat en diverses fases, atenent les dades disponibles i els objectius plantejats per aquest treball.

La primera fase del procés ha consistit en la reconstrucció 3D de la geometria en superfície del plec, a partir de dades de camp i seguint la metodologia de reconstrucció presentada en el capítol 5. Per fer-ho, s'han utilitzat dues aproximacions diferents. La primera aproximació utilitza una superfície de referència per guiar el procés de reconstrucció. D'aquesta aproximació se'n deriva l'article presentat a l'annex D, que recull el procediment explicat en el capítol 5 i els resultats de la seva aplicació. Posteriorment, atès que la situació inicial es va modificar amb noves dades de superfície i noves fonts d'informació (p. ex. digitalització de dades d'orientació en sondatges), es va plantejar la reedició del model estructural 3D, en aquest cas fabricant la carcassa de superfícies limitants prèviament a la generació dels horitzons 3D (a partir de les dades de superfície i incorporant puntualment la informació dels sondatges). A priori, aquesta segona aproximació facilita la integració de les dades de subsòl ja que, si les condicions ho permeten, restringeix la prolongació del model geòmètric cap al subsòl (vegeu capítols 4 i 5).

La segona fase del procés ha consistit en la reconstrucció 3D a partir de les dades de subsòl, per tal de reproduïr en 3D la geometria dels principals horitzons estratigràfics que perfilen l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols en profunditat, així com les principals estructures associades i altres estructures/horitzons amb significació regional. Per fer-ho s'ha seguit la metodologia presentada en el capítol 5, que consisteix en la obtenció de criteris geomètrics per restringir la reconstrucció 3D, a partir de la interpretació sísmica en comparació amb el model geomètric de superfície, quan és possible, o amb models teòrics i/o models numèrics.

S'ha reconstruït la geometria de vuit horitzons estratigràfics, de base a sostre: sostre del basament paleozoic, base de la sèrie juràssica, sostre de la sèrie juràssica, base de la sèrie postextensiva del Cretaci Superior (base de la Fm. Santa Fe), sostre de la sèrie preplegament del Santonià inferior (sostre del Mb. Aramunt Vell), base del Grup Areny i sostre del Grup Areny. A més, a nivell local s'ha reconstruït la geometria en superfície d'un horitzó intermedi de la sèrie del Cretaci Superior preplegament, corresponent a la base del Membre Montagut (superfície de referència per a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, vegeu annex D).

S'ha reconstruït la geometria de vint-i-set falles, algunes d'elles amb significació regional i d'altres a escala local. Dues d'aquestes estructures es consideren de primer ordre: l'encavalcament basal de les làmines de cobertora o encavalcament inferior (a la base del mantell de Bóixols i del mantell del Montsec, així com del mantell de les Serres Marginals, fora de l'àrea d'estudi) i l'encavalcament de Bóixols. També s'ha reconstruït la geometria de dues estructures de basament a l'extrem occidental de la zona estudiada, el retroencavalcament de Morreres i una estructura de basament a l'extrem oriental. Pel que fa al sistema extensiu del Cretaci Inferior, s'ha reconstruït un total de catorze falles extensives, de les quals dues s'han considerat falles mestres que limiten la conca d'Organyà a la zona d'estudi. També es proposa l'existència d'una falla transversal a la zona de la Noguera Pallaresa. En superfície s'ha reconstruït la geometria de quatre falles pertanyents a la familia d'estructures obliqües que compartimenten l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols (p. ex. falla de Montagut). Finalment, dues falles addicionals, una d'elles a la culminació de l'anticlinal d'Isona (conca de Tremp) i l'altra a la base del l'olistostroma del Mb. Puimanyons (oest de la Noguera Pallaresa), respectivament.

El model geològic 3D s'adjunta en format digital a l'annex E per facilitar-ne la visualització i la comprensió. Es recomana utilitzar-lo paral·lament a la lectura d'aquest capítol.

6.2 Estructures i horitzons a la base del model geològic 3D

Les superfícies més profundes que s'han considerat en aquesta Tesi corresponen al sostre del Basament i a l'encavalcament inferior.

Aquestes dues superfícies s'han reconstruït exclusivament a partir de la informació sísmica. El grau d'encaix d'aquestes superfícies (després de la conversió de la interpretació sísmica de temps doble a profunditat) s'ha pogut mesurar localment en el sondatge C-1, que arriba a travessar els primers metres del basament paleozoic, i en el sondatge I-1/1bis que assoleix els materials cenozoics autòctons de la conca de l'Ebre.

La superfície del sostre del basament mostra una geometria a grans trets regular, amb una inclinació regional cap al N i W. Se situa entre els 3100 i els 6200 m de profunditat (sota el nivell del mar, figura 6.1). Destaca que a l'extrem nord de la zona estudiada, aquesta superfície mostra canvis sobtats respecte a aquesta orientació regional. Per una banda, a l'extrem nord-oriental es pot observar una zona elevada que descriu a grans trets una geometria antiformal d'un km de relleu aproximadament. Per contra, a l'extrem nord-occidental s'observa un enfonsament brusc del sostre del basament, que en aquesta àrea assoleix les majors profunditats de la zona estudiada. Aquest enfonsament té lloc en una distància relativament reduïda, inferior als 10 km, en els quals el sostre del basament s'enfonsa gairebé 1200 m (figura 6.1). El cabussament d'aquesta superfície pren valors al voltant dels 5° a la majoria de l'àrea d'estudi (figura 6.2), valor coherent amb el cabussament regional mesurat al llarg del tall ECORS (BERÁSTEGUI *et al.*, 1988; Muñoz, 1992). Al marge occidental del model 3D el cabussament promig s'allunya d'aquesta tendència, amb valors propers a la horitzontal. Per contra, al marge nord i coincidint amb les àrees elevades i enfonsades que decriu el sostre del basament, s'hi troben els valors de cabussament més elevats, que superen els 10° i poden assolir els 15° (figura 6.2).

L'encavalcament inferior mostra una geometria a grans trets similar a la del sostre del basament i se situa a l'àrea d'estudi entre els 2300 i els 4900 m sota el nivell del mar (figura 6.3). Mostra una inclinació generalitzada cap al NW i dues zones al marge nord de la zona estudiada que s'allunyen d'aquesta tendència regional en una distànica considerablement curta (inferior a 5 km). D'aquestes dues zones destaca que, mentre que al nord-est s'observa un aixecament solidari al que presenta el sostre del basament paleozoic, al nordoest la superfície de l'encavalcament inferior també mostra un aixecament que contrasta amb l'enfonsament del sostre del basament en la mateixa zona. Pel que fa al cabussament, s'observa en la majoria de l'àrea estudiada un valor promig al voltant dels 6° a 7°, tot i que a diferència del sostre del basament, aquesta estructura s'horitzontalitza en diverses zones (al sud-est, sud-oest i zona central-oest del sector estudiat). Els cabussaments màxims s'observen també al marge nord de la reconstrucció 3D, amb valors al voltant dels 22° a 25° cap al S, tot i que localment poden assolir els 30° (figura 6.4).

Al nord de la zona d'estudi les geometries, tant de l'encavalcament inferior com del sostre del basament, suggereixen l'existència d'una o més estructures en profunditat.

Aquestes darreres s'han reconstruït en 3D a partir de dades de subsòl i s'han interpretat en gran part recolzant-se en estudis previs (Muñoz *et al.*, 2000). A l'extrem nord-oest de la zona estudiada s'ha interpretat



Figura 6.1: Superfície 3D del sostre del basament paleozoic, colorejat segons l'altitud.



Figura 6.2: Superfície 3D del sostre del basament paleozoic, colorejat segons el cabussament. Contorns estructurals cada 100 m.



Figura 6.3: Superfície 3D de l'encavalcament basal de les làmines de cobertora o encavalcament inferior, colorejat segons l'altitud.



Figura 6.4: Superfície 3D de l'encavalcament basal de les làmines de cobertora o encavalcament inferior, colorejat segons el cabussament. Contorns estructurals cada 100 m.
l'existència de dues estructures de basament, corresponents de base a sostre a l'encavalcament inferior de les làmines encavalcants de la Ribagorçana i a l'encavalcament inferior del mantell de Rialp (Muñoz *et al.*, 2000). En canvi, a l'extrem nord-oriental s'ha reconstruït una estructura de basament prèviament desconeguda, que en aquest treball s'ha anomenat falla de Boumort (figures 6.5 i.6.6).

La geometria de les estructures a l'extrem nord-occidental de l'àrea d'estudi (sector de la Ribagorçana), tot i que s'han treballat amb poc detall, s'assimila a la d'un conjunt d'encavalcaments imbricats cabussant cap al rerepaís (*hinterland dipping duplex*), similar a la descrita a BOYER i ELLIOT (1982). Aquest model teòric s'ha utilitzat per a restringir la reconstrucció 3D a partir de la interpretació sísmica (figura 6.7).

La geometria de la falla de Boumort està menys restringida, ja que aquesta estructura s'infereix només en dos perfíls sísmics (T43 i T44, vegeu figura 4.14 del capítol 4, i figura T44 de l'annex B, respectivament). Es una estructura que provoca una elevació del basament, conjuntament amb la seva inclinació cap al sud i oest (figures 6.1 i 6.2), però que aparentment té un desplaçament horitzontal menor si es compara amb les estructures del sector de la Ribagorçana (figura 6.6).



Figura 6.5: Superfícies 3D de les estructures de basament, colorejades segons l'altitud. **a:** làmines encavalcants de la Ribagorçana. **b:** estructura inferior del mantell de Rialp. **c:** falla de Boumort.



Figura 6.6: Reconstrucció 3D del sostre del basament (de color marró), l'encavalcament inferior (de color vermell), estructures de basament al sector de la Noguera Ribagorçana i l'estructura de basament de Boumort (les tres darreres de to vermell). En la imatge de la part superior, les línies puntejades mostren la localització de les seccions A-A' i B-B'.



Figura 6.7: Estructures de basament del sector de la Ribagorçana (extrem nord-occidental de l'àrea estudiada). Comparació entre la interpretació sísmica i el model teòric d'estructures en dúplex cabussant cap al rere país (modificat de MITRA, 1986). Vegeu secció B-B' de la figura 6.6 per a la comparació

6.3 Estructura de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i el mantell de Bóixols

Les condicions d'aflorament de l'estructura interna del mantell de Bóixols (i per tant també de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols) difereixen al llarg de la zona estudiada i reflexen una geometria i evolució estructural que varia d'est a oest. Com s'ha comentat en capítols anteriors, l'expressió topogràfica de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols desapareix a l'alçada de la Noguera Pallaresa, aprofundint-se i perdent relleu estructural cap a l'oest. Aquest fet ha condicionat l'estratègia de reconstrucció de l'anticlinal i, juntament amb les variacions estructurals en el si del mantell de Bóixols a banda i banda del citat riu, justifiquen que la descripcio d'aquestes dues zones es faci per separat.

6.3.1 Estructura a l'est de la Noguera Pallaresa

A l'est de la Noguera Pallaresa el model 3D de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols descriu amb detall la geometria d'aquesta estructura en superfície i la seva relació amb les estructures profundes i amb altres estructures del mantell de Bóixols.

En superfície s'observen les variacions geomètriques longitudinals de l'estructura, que ja s'han apuntat en el decurs d'aquesta Tesi i que es fan més evidents mitjançant la reconstrucció 3D. Les superfícies de la sèrie postextensiva del Cretaci Superior (prèvies al plegament), especialment el sostre del Santonià inferior (que aflora extensament a la zona estudiada), mostren un plec que a grans trets té una direcció E-W, amb un flanc nord cabussant entre $30-35^{\circ}$ (localment assolint els 40°) i el flanc frontal verticalitzat, amb tendènica a invertir-se cap a l'est (figures 6.8 i 6.9). Observat en detall, es pot subdividir en dos sectors de característiques diferents separats per una zona de transició en la qual s'hi concentra una familia de falles que compartimenten l'estructura (figures 6.10 i 6.11). El sector est correspon a l'anticlinal de Bóixols, mentre que el sector oest correspon a l'anticlinal de Sant Corneli (figura 6.11). L'anticlinal de Bóixols mostra una cresta més ampla i un flanc caudal curt (2 km aproximadament) que enllaça ràpidament amb el sinclinal situat just al nord (sinclinal de Santa Fe). Cap a l'est, el flanc caudal s'allarga ràpidament (fins a 4 km) i a l'anticlinal de Sant Corneli és molt més llarg (pràcticament 5 km), en comparació amb l'amplada de la cresta (figures 6.8). El conjunt de falles de la zona de transició entre aquests dos sectors s'han descrit en capítols anteriors i mostren que, així com els segments septentrionals d'aquestes falles tenen un direcció a uns 45° respecte la direcció de l'eix del plec, els seus segments més meridionals a grans trets es disposen paral·lelament (figura 6.11). La més important d'aquestes falles correspon a la falla de Montagut.

La zona de transició entre l'anticlinal de Bóixols i l'anticlinal de Sant Corneli ve acompanyada també per una pèrdua important de relleu estructural i una inclinació brusca de l'eix de l'anticlinal, de tal manera que la culminació anticlinal és més baixa al sector de Sant Corneli que al de Bóixols (figures 6.8 i 6.11). Així mateix, aprop de la Noguera Pallaresa també s'observa una inclinació brusca de l'eix de l'anticlinal que és la que afavoreix la desaparició de l'expressió topogràfica d'aquesta estructura (figures 6.9 i 6.11). La disminució en el relleu estructural i els canvis en la inclinació de l'eix del plec s'observen amb claredat en una secció de



Figura 6.8: Superfície 3D del sostre del Mb. Aramunt Vell (Santonià inferior) a l'est de la Noguera Pallaresa, colorejat segons l'altitud.



Figura 6.9: Superfície 3D del sostre del Mb. Aramunt Vell (Santonià inferior) a l'est de la Noguera Pallaresa, colorejat segons el cabussament. Contorns estructurals cada 100 m.



Figura 6.10: Superfícies 3D de la família de falles obliqües compartimentant el flanc caudal de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, colorejades segons l'altitud. **a:** falla d'Aramunt; **d:** falla de Montagut. Contorns estructurals cada 500 m.



Figura 6.11: Superfície 3D del sostre del Mb. Aramunt Vell (Santonià inferior) a l'est de la Noguera Pallaresa, i les falles obliqües que compartimenten l'estructura. **a:** vista en planta. **b:** vista en perspectiva, aproximadament des de l'oest.



Figura 6.12: Secció longitudinal al llarg del flanc nord de l'anticlinal de Sant Corneli-Bóixols a l'est de la Noguera Pallaresa. S'observa la inclinació de l'eix de l'estructura i la diferència de relleu estructural entre els sectors de Bóixols i de Sant Corneli. **a:** vista en planta del model 3D amb la localització del tall (A-A'). **b:** Tall geològic (realitzat a partir del model 3D).

les superfícies del Cretaci Superior longitudinalment a l'estructura (figura 6.12).

Al flanc caudal de l'anticlinal, en continuïtat amb la falla de Montagut, les superfícies del Cretaci Superior estan afectades per una falla transversal inversa d'extensió kilomètrica, de direcció aproximada 350° i angle elevat ($\approx 80^{\circ}$ E), que s'ha anomenat falla de Carreu (figura 6.13). Aquesta direcció és similar a la d'altres falles que afloren en superfície més cap al nord, a la vall del Flamicell (GARCÍA-SENZ, 2002). Aquesta estructura s'ha identificat només en el subsòl, ja que degut a la presència de sediments quaternaris a la Vall de Carreu (al nord de l'anticlinal de Sant Corneli) i dels conglomerats eocens de la Serra de Pessonada, no s'observa en superfície. Per tant, és difícil establir amb certesa el gruix de materials afectats per aquesta estructura. No obstant això, les dades de subsòl si que permeten estimar el salt d'aquesta falla a nivell de la base del Cretaci Superior.

Juntament amb aquesta estructura, s'ha interpretat l'existència d'altres falles en profunditat, en aquest cas normals, que no afloren en superfície i s'han reconstruït a partir de la informació de subsòl (figura 6.13). El grau d'ajust de totes aquestes superfícies, així com dels horitzons estratigràfics profunds, s'ha pogut validar mitjançant el sondatge SC-1 (que arriba fins al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols) i també per comparació amb les parts externes de l'anticlinal. En general l'espaiat de la informació dificulta la correlació lateral entre perfils sísmics. Malgrat això, la orientació d'aquestes estructures s'ha restringit a partir de dades de superfície (TAVANI *et al.* (acceptat), vegeu també capítol 3) i per analogia amb estructures que afloren fora dels límits de la zona estudiada, a l'est (GARCÍA-SENZ, 2002). La longitud mínima de les falles s'ha calculat a partir del salt estimat per al sostre dels materials del Juràssic en aquesta zona (KIM i SANDERSON, 2005).

Tenint en compte aquestes consideracions, la disposició de les falles interpretades permet identificar dos



Figura 6.13: Superfícies 3D de les falles extensives del Cretaci Inferior a l'est de la Noguera Pallaresa, colorejades segons l'altitud. Es mostren les dues orientacions preferents, E-W al sector oriental i WNW-ESE al sector occidental, amb una falla obliqua en la transició entre aquests dos sectors corresponent a la falla de Carreu.

sectors (figura 6.13). A l'est de la falla de Carreu, les falles tenen una direcció a grans trets E-W i dimensió més gran (≥ 5 km aproximadament), mentre que a l'oest prenen una direcció més obliqua, WNW-ESE, i són de menors dimensions (≤ 5 km aproximadament). En general totes elles mostren una geometria planar i cabussaments elevats, al voltant dels 75° al sector est i entre 70° i 80° al sector oest. La zona de transició entre aquests dos sectors coincideix aproximadament amb la posició de la falla de Carreu i també amb l'àrea on es concentren els exponents més significatius del sistema de falles obliqües al plec.

Un dels elements que s'identifiquen més clarament en els perfils sísmics són els carbonats del Juràssic (vegeu capítol 4). Juntament amb el sondatge SC-1 i la geometria en superfície de l'anticlinal, la reconstrucció 3D d'aquest paquet s'ha dut a terme satisfactòriament. En el context d'aquesta tesi, el paper més rellevant d'aquests materials és, per una banda, que són un bon nivell de referència per estimar el desplaçament de les falles normals al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols (figures 6.14 i 6.15) i, per altra banda, juntament amb les superfícies del Cretaci Superior permeten estudiar les variacions longitudinals de l'anticlinal de Sant Corneli en relació amb la seqüència sinextensiva del Cretaci Inferior.

Així, és destacable que la separació estratigràfica entre el sostre del Juràssic i la base del Cretaci Superior disminueix de manera acusada de nord a sud i també d'est a oest (figura 6.16). De nord a sud aquesta disminució té lloc a través de les diverses falles normals (E-W i WNW-ESE), que es relacionen amb el sistema extensiu del Cretaci Inferior. D'est a oest, part d'aquesta disminució es produeix aparentment per *onlap* sobre el sostre dels carbonats juràssics (vegeu figura B.13 de l'annex B), però bona part té lloc a través de la falla de Carreu, al nord de l'anticlinal de Sant Corneli (figura 4.14 del capítol 4). A nivell de la sèrie juràssica, aquesta estructura té un desplaçament molt menor comparat amb el salt observat en la sèrie del Cretaci Superior. De fet, en els perfils sísmics s'intueix que els materials juràssics del bloc oriental estan més baixos que els del bloc occidental, suggerint la inversió tectònica parcial d'una falla extensiva (que a nivell dels materials del Cretaci Superior és inversa).

Per sota de la sèrie juràssica, l'encavalcament de Bóixols mostra una geometria a grans trets regular, amb una rampa de bloc inferior cabussant entre 27° i 32° cap al NNE, situada entre 1300 i -4500 m (figura 6.17). La rampa té una longitud aproximada de 10 km a l'extrem oriental del model 3D, al sector de l'anticlinal de Bóixols, i tendeix a disminuïr cap a l'oest fins als 6 km a la transversal de la Noguera Pallaresa. La seva posició s'ha determinat a partir del sondatge SC-1 i la interpretació sísmica. Cal destacar que la distància entre la base de la sèrie juràssica i l'encavalcament és en general curta (al voltant dels 100 m mesurats perpendicularment respecte la base de la sèrie juràssica), indicant que en aquest sector la presència d'evaporites triàsiques és minoritaria, excepte en el bloc inferior d'algunes de les falles normals, on la potència de materials del Keuper és major (p. ex., falla que creua el sondatge SC-1, figura 6.16).

Al nord de l'anticlinal de Sant Corneli - Boixols, el sinclinal de Santa Fe mostra una geometria apretada a l'est i s'obre progressivament cap a l'oest, al mateix temps que l'eix d'aquesta estructura se separa de l'eix de l'anticlinal de Sant Corneli - Boixols (figura 6.16). L'eix del sinclinal està inclinat a grans trets cap a l'est, mostrant un augment brusc d'inclinació en un tram d'uns 2 km a l'est del poble d'Herbasavina. El sector en el qual aquest sinclinal mostra una geometria més apretada, amb el flanc nord cabussant entre 40-50°



Figura 6.14: Superfície 3D del sostre de la sèrie juràssica a l'est de la Noguera Pallaresa, colorejada segons l'altitud. Es pot observar la superfície compartimentada per les falles normals de la figura anterior.



Figura 6.15: Model geològic 3D de les superfícies per sota de la seqüència sinextensiva, a l'est de la Noguera Pallaresa. S'observa la configuració de la sèrie juràssica, compartimentada per les falles extensives del Cretaci Inferior, així com l'encavalcament de Bóixols, l'encavalcament inferior i el retroencavalcament de Morreres.

(localment assolint els 70°) i el flanc sud cabussant enre 30° i 40° , coincideix amb la presència de l'antiforme de Boumort just al seu nord.

A més, a banda i banda de la falla de Carreu, l'eix del sinclinal de Santa Fe es troba desplaçat, siuant-se més al sud al bloc oriental d'aquesta falla.

El mantell de Bóixols està limitat al nord pel retroencavalcament de les Morreres (figura 6.16). Aquest retroencavalcament és conseqüència del desplaçament passiu cap al nord del replà de bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols per damunt de la culminació de les làmines de basament. Aquestes làmines encavalcants que involucren el basament són les responsables de la geometria sinformal del mantell de Bóixols.

6.3.2 Estructura a l'oest de la Noguera Pallaresa

A l'oest de la Noguera Pallaresa la geometria de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i el mantell de Bóixols s'ha dut a terme a partir de dades de subsòl, ja que aquestes estructures no afloren en superfície i, a més, els materials de la superfície no reflexen la presència d'aquestes estructures en profunditat. Per aquest motiu el



Figura 6.16: Model geològic 3D del mantell de Bóixols a l'est de la Noguera Pallaresa. **a:** Perspectiva des del NW. **b:** vista en planta i localització del talls realitzats a partir del model 3D. **c:** Talles geològics a partir del model 3D (tots els talls estan la mateixa escala, indicada a la secció A-A').



Figura 6.17: Superfície 3D de l'encavalcament de Bóixols a l'est de la Noguera Pallaresa. a: Colorejada segons l'altitud.b: Colorejada segons el cabussament.

model 3D d'aquest sector té menys resolució. El grau d'encaix de les diferents superfícies s'ha pogut validar localment en els sondatges E-1 i T-1 que assoleixen la part alta de la sèrie triàsica del bloc superior de l'encavalcament de Bóixols, al l'extrem nord de la zona estudiada.

Respecte a la geometria observada a l'altra banda del riu Noguera Pallaresa, el primer que destaca és que la superfície corresponent al sostre del Santonià inferior es troba a molta més profunditat (figura 6.18 **a**). La cresta de l'anticlinal de Sant Corneli assoleix un màxim d'uns 1400 m sota el nivell del mar just a l'oest de l'embassament de Sant Antoni, pràcticament un km per sota de l'alçada de la cresta a l'altra riba del citat embassament (on al seu torn es troben les alçades mínimes de la cresta d'aquest segment de l'anticlinal, vegeu figura 6.8). A més, el flanc caudal de l'anticlinal és curt (poc més d'un km) i la cresta és estreta, també respecte a les dimensions d'aquests elements estructurals a l'altra banda de la Noguera Pallaresa. En el sector que s'està describint, l'eix de l'estructura està inclinada majoritàriament cap a l'oest, excepte prop del riu Noguera Ribagorçana on s'inclina cap a l'est i dóna una geometria en sella (figura 6.18).

Al nord de l'anticlinal no s'hi reconeix una única estructura sinclinal al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols (comparable al sinclinal de Santa Fe), sinó que s'observen diversos anticlinals i sinclinals laxes d'orientació aproximada E-W que s'atenuen cap a l'oest. A la part septentrional de la zona d'estudi, les capes s'inclinen cap al sud degut a la presència de les làmines de basament al nord del mantell de Bóixols. En particular, a l'extem nord-occidental aquesta inclinació cap al sud és més acusada i es relaciona amb la presència de les làmines de la Ribagorçana en profunditat.

En profunditat s'ha interpretat la presència d'algunes falles normals (figura 6.19). En aquest cas, no es disposa de dades de superfície per contrastar la orientació d'aquestes estructures, però la densitat de la informació de subsòl permet correlacionar-les raonablement a través dels diversos perfils. Tot i així, el grau d'incertesa és més elevat que en altres sectors de la zona d'estudi. La longitud mínima d'aquestes estructures s'ha calculat en funció del desplaçament estimat per al sostre de la sèrie juràssica (KIM i SANDERSON, 2005). S'ha interpretat que aquestes falles tenen una orientació WNW-ESE, longitud kilomètrica (entre 4 i 8 km) i cabussaments de l'ordre de 60°-65° cap al NE.

De la mateixa manera que l'altra banda de la Noguera Pallaresa, la reflectivitat de la sèrie juràssica ha permès reconstruïr favorablement la geometria 3D de la base i el sostre d'aquest paquet (figures 6.20 i 6.21). La comparació entre el sostre de la sèrie juràssica i la base de la sèrie del Cretaci Inferior permet estudiar la influència de la sèrie sinextensiva en la geometria interna del mantell d'encavalcament de Bóixols (figura 6.22).

En aquest sector, la potència de la sèrie sinextensiva disminueix també tant en sentit nord-sud com est-oest. En sentit nord-sud, aquesta dimsinució de potència es resol a través de les diverses falles normals, que es consideren relacionades amb el sistema extensiu (figura 6.22). No obstant això, el salt d'aquestes falles i la disminució de potència de la sèrie sinextensiva sembla ser menys acusat en aquest sector que a l'altra banda de la Noguera Pallaresa. Per contra, en secció longitudinal la disminució de potència és essencialment progressiva (figura 6.22). Just a la riba occidental de l'embassament de Sant Antoni, la potència dels materials del Cretaci Inferior al replà de bloc superior de l'encavalcament de Bóixols és molt



Figura 6.18: Superfície 3D del sostre del Santonià inferior a l'oest de la Noguera Pallaresa. a: Colorejada segons l'altitud.b: Colorejada segons el cabussament.



Figura 6.19: Superfícies 3D de les falles extensives del Cretaci Inferior a l'oest de la Noguera Pallaresa, colorejades segons l'altitud.



Figura 6.20: Superfície 3D del sostre de la sèrie juràssica a l'oest de la Noguera Pallaresa, colorejada segons l'altitud.



Figura 6.21: Model geològic 3D de les superfícies per sota de la seqüència sinextensiva a l'oest de la Noguera Pallaresa. S'observa la configuració de la sèrie juràssica, compartimentada per les falles extensives del Cretaci Inferior, així com l'encavalcament de Bóixols, l'encavalcament inferior, els encavalcaments inferiors de les làmines de la Ribagorçana i Rialp, i el retroencavalcament de Morreres.



Figura 6.22: Model geològic 3D del mantell de Bóixols a l'oest de la Noguera Pallaresa. **a:** Perspectiva des del NW. **b:** vista en planta i localització del talls realitzats a partir del model 3D. **c:** Talles geològics a partir del model 3D (tots els talls estan la mateixa escala, indicada a la secció A-A').



Figura 6.23: Superfície 3D l'encavalcament de Bóixols a l'oest de la Noguera Pallaresa. **a:** colorejat segons l'altitud. **b:** colorejat segons el cabussament.

similar a la que mostrem aquests materials a la riba est del mateix pantà. A partir d'aquí, la seva potencia disminueix progressivament fins a desaparèixer sota els materials de la base del Cretaci Superior (el sondatge T-1 confirma la presència d'una sèrie residual de Cretaci Inferior entre els materials del Cretaci Sperior i els del Juràssic, vegeu capítol 4).

El conjunt d'anticlinals i sinclinals laxes que perfilen els materials del Cretaci Superior no s'observa en els materials del Juràssic i, a més, coincideix amb la localització de les diverses falles extensives reconstruïdes (que al seu torn compartimenten el Juràssic). En concret, els anticlinals es localitzen per damunt o just al nord de la terminació d'aquestes falles, mentre que els sinclinals es troben confinats entre elles. Aquesta disposició suggereix que aquestes estructures poden haver-se invertit (figura 6.22).

Per sota dels carbonats del Juràssic, l'encavalcament de Bóixols mostra una geometria a grans trets regular, tot i que al sector de la Ribagorana l'estructura està plegada per la presència de les làmines encavalcants inferiors (figura 6.23). La rampa de bloc inferior de l'encavalcament té una direcció NNW-SSE i una inclinació entre 25° i 40° cap al NE. Està situada a una profunditat entre 2300 i 4500 m sota el nivell del mar (sense tenir en compte el sector més proper a la Ribagorçana). La longitud de la rampa és considerablement més curta que a l'altra banda de la Noguera Pallaresa (4-5 km), entroncant-se amb l'encavalcament basal més cap al sud. En aquest sector, a més, destaca que la potència de la sèrie evaporítica del Triàsic és major que a l'altra banda de la Noguera Pallaresa, especialment sobre el replà del bloc superior de l'encavalcament, on pot assolir els 400 m (mesurats perpendicularment des de la base de la sèrie juràssica).

6.3.3 Estructura a la Noguera Pallaresa

El riu Noguera Pallaresa constitueix un límit a través del qual la geometria i característiques de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i del mantell de Bóixols canvien de forma dràstica (figura 6.24). De fet, els trets essencials de l'estructura a banda i banda d'aquest riu són considerablement diferents, sobretot pel que fa a la rampa de l'encavalcament de Bóixols i a la geometria de l'anticlinal de Sant Corneli - Boixols.

Per explicar aquestes diferències en l'estil estructural, que ocórren en una distància molt curta (inferior als 4km), es proposa l'existència d'una falla transversal localitzada aproximadament a la Noguera Pallaresa. Aquesta estructura té una direcció a grans trets N-S i s'ha interpretat subvertical, cabussant de l'ordre de 80° cap a l'oest (figura 6.24). La direcció d'aquesta estructura està restringida en primer lloc per dos perfils sísmics a banda i banda de l'embassament de Sant Antoni que, aparentment, no mostren cap geometria que pugui suggerir la seva existència, tot i que la direcció d'aquests perfils no és favorable (vegeu figura 4.15 del capítol 4 i figura B.18 de l'annex B). Tal com es proposa en aquesta Tesi, aquesta estructura té les característiques d'una falla en tisora i una orientació subparal·lela respecte la direcció d'escurçament regional (N-S, vegeu Muñoz, 2002).

Altres possibilitats per explicar la diferència en l'estil estructural a banda i banda de la Noguera Pallaresa podrien ser, per exemple, l'existència d'una rampa obliqua o d'una estructura profunda que afectés el basament. La discussió sobre l'alternativa escollida i les seves implicacions es presentaran en el capítol 8.



Figura 6.24: Model geològic 3D de l'anticlinal de Sant Corneli – Bóixols i el mantell de Bóixols, mostrant l'estructura de la Pallaresa.

6.3.4 Reconstrucció de la sèrie sinorogènica: el Grup Areny

Com s'ha introduït en capítols anteriors, els materials sinorogènics relacionats amb el creixement de l'anticlinal de Sant Corneli s'han subdividit en dos trams ateses les condicions d'aflorament a l'àrea d'estudi, la relació geomètrica d'aquests materials amb l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i la informació disponible de les diferents unitats que els conformen.

A la zona d'estudi, la part baixa de la seqüència sinorogènica aflora, a l'est de la Noguera Pallaresa, als dos flancs de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols (Fm. Herbasavina, vegeu figura 2.6 del capítol 2), mentre que a l'oest del citat riu ho fa al nord de l'anticlinal (Mb. Mascarell). El caràcter sinorogènic de la Fm. Herbasavina no s'observa amb claredat a l'àrea estudiada, tot i que el registre sedimentari d'aquest període implica un canvi sobtat en les condicions de sedimentació respecte als dipòsits subjacents (vegeu capítols 2 i 3). Els seus equivalents laterals en altres zones dels Pirineus Centrals (inclòs el Mb. Mascarell i la Fm. Campo, que apareixen en els sondatges E-1 i T-1, vegeu figura 4.11 del capítol 4) s'associen a l'inici de l'orogènia alpina i mostren evidències que recolzen aquesta hipòtesi (Muñoz *et al.*, 2000; GARCÍA-SENZ, 2002; Muñoz, 2002).

La part alta de la seqüència sinorogènica, formada pel Grup Areny i la part baixa de les fàcies garumnianes, afloren extensament a l'àrea estudiada, mostren geometries de creixement associades al desenvolupament de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, i la base d'aquest grup (Mb. Puimanyons) és una discordança de gran magnitud que erosiona les seqüències subjacents.

En aquesta Tesi, es proposa el Grup Areny com a sincrònic als estadis finals del desenvolupament de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i a la propagació cap al sud de l'encavalcament de Bóixols. Per contra, la Fm. Herbasavina i (i els seus equivalents distals) s'han considerat sincrònics als primers estadis de la deformació a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, ateses les relacions observades i per analogia amb formacions equivalents en altres zones relativament properes dels Pirineus Centrals (p. ex. a Sallent).

Degut a les característiques estratigràfiques i les condicions d'aflorament, la primera superfície modelitzada dins la seqüència sinorogènica és la base del grup Areny (figura 6.25). La reconstrucció d'aquesta superfície s'ha fet majoritàriament a partir de la informació de subòl, incorporant dades de superfície quan ha estat possible. Les dades de superfície s'han utilitzat per restringir la geometria de la superfície a escala local, ateses les característiques d'aquest tipus de dipòsits (que dificulten l'establiment d'un model geomètric quan les dades són escasses). El grau d'encaix d'aquesta superfície s'ha pogut mesurar en els sondatges C-1 i I-1/bis.

També s'ha reconstruït en 3D el sostre del Grup Areny, corresponent al contacte entre aquest grup i les fàcies garumnianes (figura 6.25). Aquesta superfície s'ha reconstruït a partir de la combinació de dades de subsòl i dades de superfície, les primeres s'han utilitzat principalment al sector de la conca de Tremp i la serra del Montsec, mentre que les segones s'han utilitzat a la zona de l'anticlinal d'Isona, al sud de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i entre la Noguera Pallaresa i la serra de Gurp.

La reconstruccio daquestes dues superfícies s'ha fet a escala regional, amb l'objectiu d'obtenir l'envolvent de la sèrie sinplegament corresponent al Grup Areny. És a dir, algunes trets característics, com per exemple



Figura 6.25: Model geològic 3D del mantell de Bóixols i la conca de Tremp. **a:** perpectiva des del SE. Destaca la presència de l'anticlinal d'Isona a l'extrem oriental de la conca de Tremp i el sinclinal frontal al sud de l'anticlinal de Sant Corneli, perfilat per la superfície corresponent al sostre del Grup Areny. **b:** Talls seriats extrets del model geològic 3D, vista des del SE. Destaca l'estructura del bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols, amb l'anticlinal d'Isona, el sinclinal frontal perfilat pels materials sinorogènics, i les capes capgirades de la sèrie mesozoica al bloc inferior de l'encavalcament.

el trànsit lateral entre la part alta del Grup Areny i les fàcies garumnianes, no s'han reproduït en 3D.

La reconstrucció realitzada reflexa la geometria a grans trets del Grup Areny, amb un depocentre principal al sud de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols (figura 6.25). Cap al nord la sèrie s'aprima ràpidament, mentre que cap al sud ho fa de forma progressiva. Aquest engruiximent és més acusat a l'est de la Noguera Pallaresa, on els materials del Grup Areny perfilen el sinclinal frontal de l'encavalcament de Bóixols, segellant aquest darrer. Cap a l'est, la proximitat de l'anticlinal d'Isona es tradueix en un sinclinal frontal més estret, especialment a la transversal d'Abella de la Conca on aquest sinclinal vergeix cap al sud. En aquesta zona, a més, la posició de la xarnera sinclinal del sostre del Grup Areny, desplaçada respecte a la posició estimada de la xarnera de la seva base, han portat a interpretar l'existència de diverses escates conformant l'encavalcament de Bóixols. Aquesta estructura s'ha simplificat en dues escates, una de les quals queda segellada per la base del Grup Areny i l'altra pel seu sostre (figura 6.25). Aquest tipus de relacions entre la posició de la terminació de l'encavalcament de Bóixols i de la xarnera del seu sinclinal frontal s'han observat en superfície més a l'est, a la transversal de Sallent.

6.3.5 Estructura de la conca de Tremp

L'estructura de la conca de Tremp s'ha reconstruït a partir de dades de subsòl, parant especial atenció a la geometria de l'anticlinal d'Isona i a la part oriental de la conca de Tremp, on el control sobre l'estructura és major atès que es disposa de diversos sondatges que perforen la sèrie mesozoica (C-1, I-1/1bis i SC-1).

Pel que fa a la sèrie estratigràfica destaca especialment l'aprimament generalitzat dels carbonats del Juràssic prop de la rampa de bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols, que s'ha pogut deduïr a partir de la comparació entre els sondatges I-1/1bis i SC-1 (i que no és tant significativa entre els sondatges I-1/1bis i C-1) i que s'ha associat a l'erosió als marges de la conca extensiva (figura 6.25). Així mateix és destacable l'aprimament de la sèrie del Cretaci Inferior, que assoleix valors mínims per sota de la rampa de bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols i a l'àrea de l'anticlinal d'Isona. Per contra, la sèrie del Cretaci Superior pre-plegament mostra un increment progressiu de la seva potència cap al nord que s'ha associat a la geometria deposicional de la conca postextensiva, amb les potències més grans localitzades aproximadament per damunt de la conca extensiva principal del Cretaci Inferior. Així mateix, la sèrie del Santonià superior - Campanià mostra una expansió estratigràfica notable coincidint amb la localització de l'encavalcament de Bóixols i l'anticlinal de Sant Corneli, fet que ha contribuït a confirmar el caràcter sinorogènic d'aquesta sèrie (juntament amb les observacions fetes en superfície, als canvis de fàcies deduïts, i per analogia amb altres zones del Pirineus com per exemple a les transversals de Sallent i del riu Isàbena).

Pel que fa a l'estructura, destaca la presència de l'anticlinal d'Isona perfilat per la sèrie mesozoica de la conca de Tremp i amb un nucli format per evaporites triàsiques (figura 6.25). S'ha deduït que l'eix d'aquest anticlinal s'inclina cap a l'est i cap a l'oest, i que aquest plec s'atenua suaument produïnt una estructura relativament laxa de geometria el·líptca (figura 6.25 **a**). Cap al nord aquest plec enllaça amb un sinclinal apretat al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols, que s'ha determinat per la presència d'una sèrie capgirada travessada pel sondatge SC-1. S'ha interpretat que aquest sinclinal és present únicament a l'est

de la Noguera Pallaresa, de tal manera que el seu acabament està determinat per la presència de la falla transversal de la Noguera Pallaresa.

CAPÍTOL 7

Modelització Numèrica

7.1 Introducció

L'estudi de la geometria i evolució de les estructures geològiques, així com de l'estructura i història deposicional dels materials que les formen, es pot basar en observacions de camp, talls geològics i estratigràfics, informació de subsòl (sísmica i/o sondatges), estudis geofísics, reconstruccions geològiques en tres dimensions, etc. Els processos i paràmetres que influeixen en el desenvolupament d'una estructura geològica també es poden analitzar mitjançant la generació de models analògics i numèrics a escala.

Darrerament, els avenços en el camp de la modelització analògica i numèrica han centrat els esforços d'una part important de la comunitat científica, així com captat l'atenció de pràcticament la seva totalitat.

La modelització numèrica d'avanç consisteix en la reproducció, en un ambient computacional, de les condicions i processos que influeixen en la formació i evolució d'estructures geològiques. D'aquest exercici se'n pot obtenir informació sobre la influència de diferents paràmetres i processos en l'evolució d'una estructura al llarg del temps i, en el cas de models numèrics tridimensionals, també de la seva variació en l'espai. La informació que proveeixen aquests models numèrics, tenint en compte que es generen a escala, és de gran utilitat per establir hipòtesis sobre quins paràmetres/combinació de paràmetres permeten reproduïr les característiques observades en l'estructura que s'està estudiant. També permeten validar models geomètrics, cinemàtics i dinàmics d'estructures geològiques, així com faciliten la interpretació i predicció de la geometria de l'estructura en aquelles parts de l'estructura de les quals no se'n té informació. En aquest context s'hi emmarca la modelització numèrica d'avanç aplicada en aquesta Tesi.

Objectius

En aquest treball, les característiques de l'estructura estudiada han afavorit l'aplicació de la modelització numèrica per complementar la reconstrucció tridimensional:

En primer lloc, tal com s'ha explicat en el capítol 5, el tipus de dades i les característiques de la informació

disponible han condicionat les diferents estratègies de reconstrucció 3D. La reconstrucció tridimensional de les capes del Cretaci Superior considerades anteriors al plegament (Cenomanià - Santonià inferior) s'ha basat en informació de superfície (dades de camp i cartografia geològica), amb l'ajuda de la interpretació d'un sondatge d'exploració petrolera (SC-1). En canvi, la reconstrucció dels nivells estructurals inferiors, així com altres estructures i superfícies significatives, s'ha fet a partir de dades de subsòl (perfils sísmics i sondatges d'exploració petrolera), ja que aquestes superfícies no afloren a l'àrea d'estudi i no s'han mostrejat. La relació entre l'estructura en superfície i l'estructura en profunditat no és directament observable a l'àrea d'estudi i, a més, la informació de subsòl no té la qualitat òptima per analitzar amb detall les relacions geomètriques existents entre les diverses superfícies reconstruïdes. Per tant, s'ha considerat necessari complementar la reconstrucció 3D amb una tècnica que permeti avaluar la relació geomètrica/cinemàtica entre els horitzons plegats i les estructures que han produït el plegament.

En segon lloc, tal com s'ha introduït en els capítols 3 i 4, l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols es va desenvolupar sobre una paleogeorafia condicionada per la presència d'una conca extensiva preexistent, és a dir, amb canvis acusats en les característiques de la pila sedimentaria (en distàncies de pocs kilòmetres), i zones de debilitat corresponents a les falles extensives que limitaven aquesta conca. Aquest fet probablement ha condicionat les variacions geomètriques de l'anticlinal seguint la direcció del seu eix, com també la distribució dels cinturons de fàcies en els diferents estadis de l'evolució del plec. Analitzar quines de les característiques actuals de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols es poden relacionar amb la inversió de la conca extensiva preexistent i quines poden dependre d'altres factors (des d'un punt de vista cinemàtic) és un exercici interessant, i justifica l'aplicació d'una tècnica que permeti estudiar la influència que tenen diferents paràmetres (de tipus geomètric, com per exemple la geometria de la sèrie estratigràfica plegada, o bé de tipus cinemàtic, com per exemple relacionats amb l'evolució de la falla) en la geometria final d'una estructura geològica.

En tercer lloc, la sèrie sintectònica associada al creixement de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols aflora de manera excepcional. Tot i així, les característiques i distribució dels materials sinplegament, en relació amb l'anticlinal, planteja algunes ambigüitats que no es poden resoldre a partir d'observacions directes (p. ex. afloren en una àrea relativament restringida —en contacte amb l'anticlinal— i extrapolar longitudinalment les relacions observades no és una operació trivial). Per aquest motiu l'aplicació d'una tècnica que permeti modelitzar sediments sintectònics pot utilitzar-se per restringir l'evolució cinemàtica de l'estructura, comparant la geometria final dels estrats sintectònics modelitzats amb la geometria actual de la sèrie associada al desenvolupament de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols.

Entre les diverses tècniques existents, la modelització numèrica d'avanç té unes característiques que la fan especialment adequada, començant per la disponibilitat de les eines necessàries en el mateix grup d'investigació en el qual s'ha desenvolupat aquesta Tesi. Per exemple, aquesta tècnica és molt àgil i permet generar una gran quantitat de models numèrics en un lapse de temps relativament curt. Aquests models es poden anar comparant iterativament amb la reconstrucció estructural 3D, modificant els paràmetres necessaris per obtenir el millor grau d'ajust entre el model numèric i el model 3D. També és una tècnica que permet analitzar una quantitat considerable de paràmetres relacionats amb l'evolució d'una estructura (p. ex. angle de la rampa d'encavalcament, geometria inicial dels horitzons, evolució de l'encavalcament al llarg del temps, distribució del desplaçament sobre el pla d'encavalcament, etc.). Per últim, permet modelitzar sediments sintectònics.

En primera instància, de les diferents tècniques de modelització numèrica d'avanç disponibles (mitjançant diferències finites o bé mitjançant elements discrets) s'ha optat per la primera, una metodologia àgil i que compleix els requisits demanats.

Els objectius a assolir mitjançant aquesta tècnica són els següents:

- 1. Explorar la influència de diferents paràmetres i processos en l'evolució d'un anticlinal associat a un encavalcament, i també la seva variació en l'espai.
- 2. Identificar quines condicions inicials i quins paràmetres cinemàtics permeten reproduïr les característiques principals de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols.
- 3. Establir un model cinemàtic per a l'evolució de l'anticlinal de Sant Corneli, coherent amb les observacions realitzades i la reconstrucció tridimensional.
- 4. Eventualment, i basant-se en els resultats de la modelització numèrica, completar la reconstrucció tridimensional en aquelles zones amb manca d'informació.

7.2 Modelització numèrica mitjançant diferències finites

Aquest tipus de modelització numèrica es basa en l'aplicació del mètode de les velocitats per descriure els processos deformatius a l'escorça terrestre (figura 7.1). Aquest mètode postula que es pot realitzar una partició de l'espai 3D en sectors dins els quals una partícula es desplaça seguint una trajectòria d coneguda i durant un temps t establert ($\mathbf{v} = \partial d/\partial t$, on \mathbf{v} és la velocitat). Aquests sectors, i les trajectòries dels vectors que els caracteritzen, s'anomenen camps de velocitats i es defineixen a partir de la descripció matemàtica de diferents mecanismes de deformació (p.ex. cisalla simple, cisalla pura, rotació o compactació, vegeu WALTHAM i HARDY, 1995).

Les velocitats definides han de satisfer dues condicions:

- [1] conservar la massa.
- [2] evitar problemes d'espai que siguin inviables des d'un punt de vista geològic.

Per a resoldre el problema de la conservació de massa (condició **[1]**), les velocitats definides han de complir l'equació de continuïtat de BIRKHOFF (1955):

$$\nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \tag{7.1}$$

on ρ és la densitat, **v** és el vector velocitat i t és el temps. En aquest cas, el terme ρ només contempla la part corresponent al material sòlid, doncs es considera que qualsevol fluid ocupant els espais intersticials es mou lliurement i sense obeïr els camps de velocitats determinats pel mecanisme de deformació. Per tant, s'assumeix que ρ es manté constant al llarg de la deformació i, així,

$$\nabla \cdot \mathbf{v} = 0 \tag{7.2}$$

Si es redueix l'expressió 7.2 a un cas bidimensional en el qual s'assumeix preservació d'àrea, aleshores la velocitat es pot descomposar en dos termes (horitzontal i vertical) de tal forma que:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \tag{7.3}$$



Figura 7.1: Descricpió de la deformació mitjançant el mètode de les velocitats. En un procés deformatiu, cada punt del sistema parteix de la seva posició inicial (P_i) i arriba a la seva posició final (P_f) seguint una trajectòria determinada. Si una de les dues posicions és coneguda i es poden definir les trajectòries al llarg de la deformació, els dos estats (inicial i final) es poden comparar i extreure informació de l'evolució del sistema (modificat de WALTHAM i HARDY, 1995).

on u i v són les components horitzontal i vertical de la velocitat, respectivament.

La condició [2] que han de satisfer les velocitats definides, deriva de la possibilitat de tenir diferents camps de velocitats juxtaposats. És a dir, diferents blocs de material separats per falles que distribueixen la deformació, o bé regions amb camps de velocitats diferents produïdes per una mateixa estructura (figura 7.2). Per evitar aquests problemes d'esapai, WALTHAM i HARDY (1995) imposen una condició de contorn que obliga als diferents camps de velocitats a estar en contacte entre ells en tot moment, sense espais ni superposicions. És a dir, al llarg d'un límit donat f(x) entre dos camps de velocitats:

$$v_1 - u_1 \cdot \frac{\partial f}{\partial x} = v_2 - u_2 \cdot \frac{\partial f}{\partial x} \tag{7.4}$$

on (v_1, u_1) i (v_2, u_2) són les velocitats a banda i banda del límit f(x) (figura 7.2).

El mètode de les velocitats, a més, permet la combinació de diferents mecanismes de deformació sobre el mateix conjunt de partícules, ja que:

$$\nabla \cdot (\mathbf{v_1} + \mathbf{v_2}) = \nabla \cdot \mathbf{v_1} + \nabla \cdot \mathbf{v_2}$$
$$= 0 + 0$$
$$= 0$$
(7.5)

on $\mathbf{v_1}$ i $\mathbf{v_2}$ són dos camps de velocitats diferents (WALTHAM i HARDY, 1995).

Aquest fet implica que una partícula pot estar subjecta a diferents processos deformatius a la vegada (p. ex. traslació i rotació) i aquesta característica permet modelitzar processos geològics complexos. En concret, aquesta descripció de la deformació mitjançant camps de velocitats es pot aplicar per descriure la geometria derivada de diferents models de deformació de plecs i falles existents a la literatura (HARDY i POBLET, 1995; HARDY, 1995; HARDY i FORD, 1997; HARDY, 1997).

L'aplicació de les equacions 7.3 i 7.4 permet estudiar com varia la geometria d'un conjunt d'horitzons degut al desplaçament damunt d'una estructura activa. La naturalesa, però, és complexa i existeixen tam-



Figura 7.2: Condició de contacte entre camps de velocitats. En el límit entre dos camps de velocitats diferents les definicions matemàtiques de les velocitats han de ser iguals al llarg del temps. Aquesta condició es compleix tant si els camps de velocitats corresponen a blocs de materials separats per estructures diferents (a) com si corresponen a camps de velocitats produïts per una mateixa estructura (b).

bé altres fenòmens que afecten als materials de la superfície terrestre i condicionen la geometria final de les superfícies, com és el cas de fenòmens superficials (erosió, transport i sedimentació). Els efectes d'aquests fenòmens es poden tenir en compte en la modelització d'estructures geològiques si s'aplica l'equació tectonosedimentaria de WALTHAM (1992):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \left\{ p - \frac{\partial F}{\partial x} \right\} + \left\{ v - u \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right\}$$
(7.6)

on el terme $\{p - \partial F/\partial x\}$ modelitza els processos sperficials i el terme $\{v - u \cdot \partial h/\partial x\}$ modelitza els processos tectònics. h és l'alçada de la superfície, t és el temps, p és un terme font ¹ (p. ex. pren valors negatius per representar l'erosió i valors positius per representar la sedimentació *in situ*, vegeu WALTHAM i HARDY, 1995) i F és el flux de sediment.

Mitjançant aquesta equació, es poden modelitzar processos de sedimentació/erosió associats a fenòmens tectònics. En concret, s'ha demostrat que és una eina vàlida en la modelització d'estrats de creixement associats al desenvolupament de plecs (HARDY i POBLET, 1995; BERNAL i HARDY, 2002), figura 7.3.

Per tal de modelitzar els sediments sintectònics es té en compte un **nivell de base** que evoluciona al llarg del temps i que, combinat amb la taxa d'aixecament tectònic, condiciona l'espai d'acomodació (figura 7.3).

Per sota del nivell de base, es modelitza una **sedimentació de fons** (figura 7.3), que emula la deposició per decantació de sediments fins (contribueix en p amb un valor constant i positiu). La sedimentació de fons es considera uniforme al llarg de tot el model, però no afecta aquelles parts que es desenvolupen per sobre el nivell de base.

S'assumeix que l'estructura que s'està desenvolupant genera un relleu positiu i, per tant, localment dóna lloc a fenòmens d'erosió, transport i sedimentació (contribuïnt al terme F), figura 7.3. Segons WALTHAM (1992), el flux sedimentari es pot resoldre mitjançant el model de difusió:

$$\frac{\partial F}{\partial x} = -\alpha \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \tag{7.7}$$

on α és un coeficient de difusió que es considera constant i amb valors propers a 1 m²/a (HARDY i POBLET, 1995).

La modelització del moviment de les partícules al llarg del temps es pot fer seguint dos esquemes diferents: l'esquema Eulerià i l'esquema Lagrangià. El primer implica un sistema de referència fix i, per tant, el que es fa és estudiar la variació de la velocitat al llarg del temps respecte un punt fix del model. Per contra, l'esquema Lagrangià implica la utilització d'un sistema de referència centrat en cada una de les partícules, de tal forma que el que s'obté és la variació de la velocitat de cada partícula respecte al temps. Les dues aproximacions presenten avantatges i inconvenients i cada una d'elles és adient per modelitzar determinats processos, en detriment de l'altra. Per exemple, un sistema de referència de tipus eulerià permet estudiar la variació de la temperatura en una localitat fixa P dins un sistema geològic determinat (WILLACY *et al.*,

¹les entrades, eixides, reaccions químiques i altres fenòmens d'interès es modelen per la inclusió de termes addicionals, generalment es refereixen com a *termes font* (MARTINEZ, 2009).



Figura 7.3: Modelització de sediments sintectònics associats al creixement d'un plec d'acomodació. **a**: Paràmetres del model i processos considerats: [1] plegament per acomodació sobre una rampa inclinada 29°; [2] sedimentació de fons i [3] erosió, transport i sedimentació en àrees de relleu positiu. **b**: Model submarí amb una sedimentació de fons de 3.0 m/ka, taxa de desplaçament màxim 3.0 m/ka i coeficient de difusió $0.0 \text{ m}^2/\text{a}$ (no es modelitzen processos superficials). Estrats de creixement enregistrats cada 150 ka. **c**: Model submarí amb una sedimentació de fons de 1.8 m/ka, taxa de desplaçament màxim 3.0 m/ka i coeficient de difusió 3000.0 m²/a. Estrats de creixement enregistrats cada 150 ka. **d**: Model submarí amb una sedimentació de fons de 0.55 m/ka, taxa de desplaçament màxim 3.0 m/ka i coeficient de displaçament màxim 3.0 m/ka i coeficient de BERNAL i HARDY (2002).

1995). En canvi, la utilització d'un sistema Lagrangià té com a avantatge principal la capacitat de modelitzar superfícies capgirades.
7.3 Simulació d'exemples reals mitjançant modelització numèrica

El procés de simulació d'una estructura real a partir de la modelitzacio numèrica té com a objectiu final analitzar quins paràmetres poden condicionar la geometria i evolució de l'estructura que s'esta estudiant. Tal com s'ha introduït en l'apartat anterior, aquesta tècnica de modelització numèrica parteix d'unes condicionas inicials establertes i arriba a unes solucions finals a partir de l'aplicació d'un model de deformació. Per a reproduïr la geometria que s'observa a la realitat, el primer pas és escollir alguns models de deformació que puguin ser representatius de l'estructura estudiada. Així, per exemple, en el cas de plecs associats a falles es tracta d'identificar aquells paràmetres que relacionen la geometria del plec amb la de la falla en profunditat (figura 7.4):

- s'observa l'existència d'una falla en profunditat?
- s'observa alguna relació entre la falla i els horitzons plegats?
- s'observa la geometria de la falla?
- quina geometria tenen els flancs d'aquesta estructura?
- aquesta estructura presenta sediments sintectònics? quina geometria tenen?
- etc.

Una vegada s'ha fet l'elecció preliminar dels models de deformació que s'utilitzaran per córrer els models numèrics, s'han d'identificar aquelles característiques que el model numèric haurà de complir i que condicionaran la configuració inicial del model (figura 7.4):

- si existeix una falla en profunditat, estimació de l'angle de la rampa (θ_2) .
- si existeix una falla en profunditat i és possible, estimació del desplaçament sobre el pla de falla (s_t) .
- cabussament i longitud dels flancs.
- alçada regional dels horitzons a banda i banda de l'estructura $(h_1 \text{ vs. } h_2)$.
- etc.

La quantitat i tipus de paràmetres variarà en funció de les dades de partida i del coneixement de l'estructura que s'està estudiant. Quants més paràmetres coneguts, més restringit estarà el model numèric. Per contra, com més interrogants hi hagi sobre l'estructura, més proves caldrà realitzar abans d'obtenir resultats satisfactoris.

Una vegada s'han escollit possibles models de deformació plec-falla i s'establert les condicions inicials del model numèric, s'inicia la fase d'execució, en la qual entren en joc altres paràmetres que es poden ajustar en funció d'estimacions prèvies, o assajar a partir de valors teòrics, i corregir en el decurs de les diferents



Figura 7.4: El procés de modelització numèrica és un procés d'assaig i error, en el qual es parteix d'unes observacions prèvies fetes sobre l'estructura real per obtenir un model sintètic que expliqui aquestes observacions. **a:** Les observacions inicials permeten establir les característiques més importants de l'estructura en qüestió. **b:** Aquestes observacion s'utilitzen per a l'elecció d'un o més models de deformació que s'utilitzaran en l'execució dels models. **c:** Una vegada escollits els models de deformació, es calculen paràmetres que ajudin en la configuració inicial del model numèric i que permetin la comparació de resultats en estadis posteriors. **d:** Amb els paràmetres calculats es configuren els paràmetres d'execució del model numèric. **e** Els resultats de l'execució es comparen amb les dades de partida per discriminar els models que millor s'ajusten a les observacions inicials i/o corregir paràmetres de la modelització numèrica per aconseguir un millor ajust.

execucions (p.ex. taxa de variació del nivell del mar, taxa de sedimentació, variació del desplaçament al llarg del pla de la falla, etc, figura 7.4).

Els resultats de l'execució del model es comparen amb les dades de partida per analitzar quina és l'opció que s'ajusta millor, modificar si és necessari els paràmetres del model per augmentar el grau d'ajust, o bé analitzar com influencien els diferents paràmetres en el resultat final. Al final del procés s'obté una imatge sintètica que es pot comparar amb l'estructura que s'està estudiant, es pot establir una hipòtesi sobre l'evolució de l'estructura (és a dir, quin model de deformació s'ajusta millor a la realitat) i es poden quantificar alguns paràmetres influents en la seva evolució (per exemple, relació entre la taxa de variació del nivell del mar i la taxa de desplaçament tectònic). Aquests resultats es poden utilitzar per recolzar les hipòtesis establertes a partir d'altres tècniques.

Ara bé, és sabut que hi ha molts factors que influeixen en l'evolució de les estructures geològiques i no tots ells es tenen en compte en aquesta tècnica de modelització. Un exemple és la influència de la reologia de la pila sedimentaria en el mecanisme de deformació (HARDY i FINCH, 2006) o bé la influència d'una component de transport tectònic fora del pla de transport (SHACKLETON i COOKE, 2007). Per aquest motiu, cal ser conscient de les limitacions del mètode alhora d'establir hipòtesis basant-se en els resultats d'aquesta tècnica.

A més, és important recordar que el resultat final, que permet explicar les característiques principals de l'estructura estudiada, no és l'únic que s'obté de la modelització numèrica (i de qualsevol tipus de modelització). A la pràctica, en el decurs de la modelització numèrica, es realitzen un seguit de simulacions que no són comparables amb el cas concret que s'està estudiant, però que en si mateixos constitueixen un resultat. Aquest resultat té a veure amb l'efecte que produeix la modificació dels diferents paràmetres de modelització en la geometria final del model numèric, i correspon al primer objectiu dels esmentats en l'apartat 7.1.

7.4 Aplicació a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols

Per a la simulació numèrica de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, les observacions inicials i el càlcul de paràmetres de modelització s'ha fet a partir de les observacions de camp, de subsòl i de la reconstrucció 3D. El primer pas en la modelització numèrica consisteix en establir les condicions geomètriques inicials que representen aquelles característiques més importants que el model numèric ha de satisfer i que es poden relacionar amb el model de deformació. En aquest cas, algunes restriccions geomètriques són les següents:

- Una rampa (de bloc inferior i bloc superior) amb un angle entre 20° i 35°, cabussant cap al nord; replà proper a la horitzontal.
- Paral·lelisme entre el flanc caudal del plec i la rampa de l'encavalcament.
- Plec amb un flanc caudal llarg, una cresta ampla i un flanc frontal verticalitzat a lleugerament capgirat.
- Terminació de l'encavalcament fossilitzada pels materials sinplegament del grup Areny.
- Sèrie associada al plegament que es recolza sobre el flanc frontal de l'estructura a la part oriental de la zona d'estudi i que la recobreix a la part occidental.

Utilitzant aquestes característiques com a pauta, s'han aplicat diferents models de deformació plec-falla: Plec d'acomodació de falla (*fault-bend folding* de SUPPE 1983), plec de propagació de falla considerant superfícies axials estàtiques (*fixed-axis fault-propagation folding* de SUPPE i MEDWEDEFF 1990), plec de propagació de falla considerant preservació de potència estratigràfica al llarg de la deformació (*constant thickness fault-propagation folding* de SUPPE i MEDWEDEFF 1990) i plec de propagació de falla tipus Trishear (*trishear fault-propagation folding* de ERSLEV 1991).

Part dels esforços de la modelització numèrica realitzada s'han centrat en la implementació, en el codi original, d'una funció per descriure els camps de velocitats a partir del model Trishear, la implementació de la condició de propagació de l'extrem de la falla en aquest model de deformació i l'aplicació de l'esquema Lagrangià en la modelització d'horitzons sintectònics mitjançant l'equació de WALTHAM (1992), que prèviament es modelitzaven seguint l'esquema Eulerià (HARDY, 1997; BERNAL i HARDY, 2002).

Dels diferents models de deformació aplicats, tenint en compte algunes característiques claus observades en l'estructura (paral·lelisme entre flanc caudal i rampa, llargada del flanc caudal en relació al desplaçament estimat sobre la rampa i posició de la terminació de la rampa d'encavalcament en relació a la sèrie sintectònica, vegeu capítol 6), el millor ajust s'obté aplicant el model de **plec de propagació de falla considerant preservació de potència estratigràfica al llarg de la deformació** (Suppe i MEDWEDEFF, 1990). El model Trishear, per contra, no reprodueix satisfactòriament alguna de les característiques més importants observades a l'anticlinal de Sant Corneli. En concret, es generen models numèrics amb una cresta mol ampla en comparació amb el els flancs caudal i frontal. Aquest fet, no s'ajusta a la geometria observada en la major part de l'anticlinal de Sant Corneli, ja que els flancs són proporcionalment més llargs que la cresta (vegeu capítol 6.)



Figura 7.5: Ajust de la taxa de pujada del nivell de base. **a**: Secció transversal a l'anticlinal de Sant Corneli. **b**: Taxa de pujada del nivell de base de 0.006 m/ka. **c**: Taxa de pujada del nivell de base 0.7 m/ka. **d**: Taxa de pujada del nivell de base 1 m/ka. La opció **c** és la que dóna un millor ajust amb l'estructura real.

El model numèric executat té unes dimensions de 25 x 25 km i una resolució de 25 m. L'equació de modelització utilitzada és l'equació tectonosedimentaria de WALTHAM (1992), per tal de permetre la combinació de fenòmens tectònics i fenòmens sedimentaris (en aquest cas no s'ha tingut en compte l'erosió). La descripció matemàtica dels camps de velocitats de tots els horitzons (tant els preplegament com els sinplegament) s'ha realitzat en un esquema Lagrangià per tal de permetre la representació d'horitzons capgirats. El temps total de modelització és de 1 a 2 milions d'anys i la llargada longitudinal de la falla assoleix els 20 km.

Per reproduïr l'espai d'acomodació s'han utilitzat diferents taxes de pujada del nivell de base (0.006, 0.7 i 1 m/ka,), i els models resultants s'han comparat amb talls perpendiculars a l'anticlinal de Sant Corneli -Bóixols. A priori el millor ajust s'obté amb el valor l'ordre de 0.7 m/ka (figura 7.5), tot i que el valor que dóna un millor ajust pot variar en funció del d'altres paràmetres de modelització (p. ex. la configuració geomètrica inicial de les capes).

Utilitzant el model de deformació plec-falla de millor ajust i una taxa inicial de pujada del nivell de base de 0.7 m/ka, s'ha dissenyat una sèrie d'execucions a partir de diferents configuracions geomètriques inicials (dels horitzons) i diferents combinacions de paràmetres (relacionats amb el desenvolupament de la falla). D'aquesta manera, s'ha explorat la influència d'aquests paràmetres i de la configuració inicial en la geometria final del model numèric. Posteriorment, per reproduïr les observacions realitzades a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, s'han seleccionat aquelles combinacions entre les diferents configuracions inicials i els paràmetres d'execució que resulten en un millor ajust i permeten explicar les característiques principals de l'estructura.

7.4.1 Elecció dels paràmetres de la malla de models numèrics

7.4.1.1 Configuració geomètrica inicial

El tret més característic de la sèrie estratigràfica plegada per l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols és l'existència de variacions brusques de la potència estratigràfica entre les sèries del bloc superior i del bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols, especialment en la seqüència sinextensiva (figura 7.6). Aquesta, pot assolir potències properes als 4000 m al bloc superior de l'encavalcament i inferiors a 50 m al bloc inferior. S'ha valorat que aquesta configuració pot jugar un paper important en el desenvolupament de l'anticlinal i, per tant, s'ha volgut tenir en compte en la modelització numèrica. Així, s'ha dissenyat una configuació geomètrica inicial amb canvis de potència perpedicularment a l'estructura que s'ajusta a les diferències observades en un tall N-S (figura 7.7).

A més, la informació disponible així com la reconstrucció 3D suggereixen una disminució de la potència estratigràfica de la sèrie sinextensiva d'est a oest que, tot i ser menor que la disminució de potència nordsud, és prou significativa (de 4000 m a la transversal del Segre fins a 1500 m a la transversal de la Noguera Pallaresa). Per tant, s'ha dissenyat una configuració estratigràfica que afegeix a la configuració anterior una disminució de potència també en el bloc superior de l'encavalcament, en un tall longitudinal a l'estructura (figura 7.7).

Per últim, s'ha dissenyat una configuració estratigràfica inicial considerant potència constant, que s'ha utilitzat com a model bàsic de referència per discriminar la influència de la configuració geomètrica inicial respecte als altres paràmetres, en la geometria final del model numèric (figura 7.7).

A les seccions dels grups B i C (figura 7.7) es representa, juntament amb la potència diferencial, l'existència d'un relleu estructural positiu previ al desenvolupament de l'encavalcament de Bóixols. Amb aquesta configuració inicial es volen representar els estadis inicials de la deformació a l'anticlinal de Sant Corneli -Bóixols, que no s'han tingut en compte en la modelització.

Aquesta configuració és coherent amb el registre estratigràfic i la geometria en superfície dels materials sinorogènics a la zona d'estudi. Com s'ha comentat en capítols anteriors (vegeu capítols 2 i 3), es proposa dividir el registre sinplegament en dos intervals. L'interval inferior és present als dos flancs de l'estructura (Fm. Herbasavina, Santonià superior - Campanià) i constitueix un canvi en la configuració paleogeogràfica de la conca d'aquest període respecte a l'anterior. Tot i que a la zona d'estudi aquest interval no mostri evidències de deposició en un context tectònic actiu, aquest tipus de geometries si que s'observen al nordoest en els seus equivalents distals (Mb. Mascarell), que a més presenten nivells olistostròmics, i també s'observen més a l'est a la transversal del poble de Sallent. En canvi, l'interval superior (format pel Grup Areny i la base del Garumnià) només és present al flanc frontal de l'anticlinal (a la part oriental de la zona d'estudi, ja que recobreix l'estructura al sector occidental) i mostra geometries típiques de dipòsits associats al desenvolupament d'estructures compressives. La hipòtesis a contrastar és que els materials del Grup Areny i la base del Garumnià es consideren sincrònics al desenvolupament de l'encavalcament de Bóixols, mentre que la part baixa de la sèrie sintectònica s'associa a les etapes inicials de la deformació a l'anticlinal de Sant



Figura 7.6: Tall geològic de l'anticlinal de Sant Corneli – Bóixols i la conca de Tremp que il·lustra algunes de les característiques més significatives de la sèrie estratigràfica plegada. Generat a partir de la reconstrucció 3D i dades de superfície. A la part inferior es mostra l'equivalència de les unitats al tall geològic amb la subdivisió del registre emprada en la modelització numèrica.



Figura 7.7: Configuració geomètrica inicial dissenyada per a la malla de models numèrics. A la part superior esquerra, vista en planta del model i localització de les seccions. A1 i A2 corresponen a la configuració de potència constant. B1, B2 i B3 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a la configuració de potència diferencial en una secció N–S. C1, C2, C3 i C4 corresponen a l

Corneli - Bóixols.

Aquesta hipòtesis permetria confirmari que l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols es va desenvolupar en dues etapes (dins la fase principal de creixement de l'estructura durant el Cretaci Superior): una primera etapa d'inversió tectònica i recuperació del salt de les falles extensives del Cretaci Inferior, i una segona etapa en la qual la presència d'un nivell de desenganxament (evaporites del Keuper) afavoreix el desenvolupament de l'encavalcament de Bóixols i el desplaçament cap al sud de tota la pila sedimentaria. Per tant, en la modelització numèrica, el relleu estructural previ a l'encavalcament de Bóixols vol il·lustrar aquesta etapa previa d'inversió que no s'ha tingut en compte en la modelització (figures 7.6 i 7.7).

Així doncs, respecte la configuració geomètrica inicial dels horitzons, s'han establert tres possibilitats:

	Constant
Potència	Diferencial Transversal
	Diferencial Longitudinal

7.4.1.2 Angle de la rampa de l'encavalcament

L'angle de la rampa de l'encavalcament s'ha estimat a partir de la reconstrucció 3D. La representació del cabussament dels triangles de la superfície 3D en un histograma mostra que la majoria de valors es troben en el rang 25-40° (figura 7.8). Per tal de minimitzar possibles artefactes o valors locals, també s'ha mesurat l'angle de la rampa en diverses posicions de la superfície 3D, donant un rang de valors una mica més restringit, entre 22° i 35° .

Paral·lelament, la informació de subsòl i la reconstrucció 3D permeten deduïr que en la major part de l'àrea estudiada el flanc caudal de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols és paral·lel la rampa de l'encavalcament de Bóixols (figures 7.6 i 7.8, capítols 4 i 6). La representació del cabussament d'un dels horitzons reconstruïts en un histograma (sostre del Santonià inferior) dóna un rang de cabussaments entre els 15 i els 40°, dominant els cabussament entre els 25 i 35°.

Per tant, pel que fa a l'angle de la rampa de l'encavalcament s'han escollit tres valors:

	20°
Angle de la rampa	$24^{\rm o}$
	30°

7.4.1.3 Desplaçament màxim sobre el pla de la falla versus longitud (factor D_{max}/L)

La relació entre el desplaçament màxim sobre el pla de la falla i les dimensions de la falla (factor D_{max}/L) és un paràmetre de la modelització numèrica que controla, entre altres coses, el desenvolupament de la falla al llarg del temps paral·lelament a la direcció de transport. Segons diversos estudis, majoritàriament empírics, aquest factor es pot predir a partir de la fórmula:



Figura 7.8: Histogrames de l'angle de la rampa de l'encavalcament de Bóixols i el cabussament del flanc caudal de l'anticlinal de Sant Corneli. Les dades de partida són les superfícies 3D de l'encavalcament i del sostre del Santonià inferior, respectivament.

$$D_{max} = cL^n \tag{7.8}$$

en la qual D_{max} és el desplaçament màxim sobre el pla de la falla, c és una constant relacionada amb els esforços i amb les propietats dels materials en àrees adjacents a la falla (WATTERSON, 1986; WALSH i WATTERSON, 1988; GILLESPIE *et al.*, 1992), i L^n són les dimensions de la falla, essent n un coeficient d'escala. Aquesta relació es considera vàlida assumint un medi de propietats homogènies. A la literatura els valors proposats per a n varien entre 1.0 (relació lineal) i 2.0 (relació quadràtica) en encavalcaments (WATTERSON, 1986; WALSH i WATTERSON, 1988; MARRETT i ALLMENDINGER, 1991; GILLESPIE *et al.*, 1992; COWIE i SCHOLZ, 1992*b*). També s'han descrit relacions més complexes de tipus fractal (WATTERSON *et al.*, 1996). En el cas de l'anticlinal de Sant Corneli s'ha establert una relació lineal (n = 1) que representa la solució més simple i una de les que generen més consens en la bibliografia consultada (BERNAL *et al.*, 2004), de tal forma que:

j

$$c = D_{max}/L \tag{7.9}$$

Essent aquesta relació lineal (n = 1), COWIE i SCHOLZ (1992*a*) analitzen diversos exemples naturals de falles i estableixen empíricament un valor per al factor *c* al voltant de 10^{-1} . Tot i això, assumeixen que al ser un valor relacionat amb les propietats dels materials i amb la naturalesa i dimensió de les falles, la seva sistematització pot conduïr a errors.

En la modelització de l'anticlinal de Sant Corneli s'han assajat els resultats d'aplicar els següents valors:

	0.1
D_{max}/L	0.14
	0.2

7.4.1.4 Propagació lateral de la falla

La manera que una falla creix lateralment, és a dir, quin és el patró de propagació lateral de la seva línia de contorn, té una influència important en la geometria final de les capes afectades per aquesta falla. La taxa de propagació lateral d'una falla contractiva aïllada s'ha establert a partir d'estudis empírics (JACKSON *et al.*, 1996; MUELLER i TALLING, 1997) i s'ha reproduït computacionalment (BERNAL *et al.*, 2004).

En la modelització aplicada en aquesta Tesi s'han considerat dos casos extrems i un d'intermedi: el primer consisteix en una falla que creix de forma contínua en el temps fins a assolir la seva màxima dimensió i desplaçament (BURBANK *et al.*, 1999). El segon cas consisteix en una falla que assoleix les seves dimensions màximes de forma instantània i acumula desplaçament sense propagació lateral dels seus extrems (WILKERSON *et al.*, 1991). Finalment, el cas intermedi representa una falla que creix de forma episòdica (MUELLER i TALLING, 1997). L'aplicació d'aquest últim model a casos reals ha permès explicar la presència de falles perpendiculars a l'estructura principal (MEDWEDEFF, 1992; MUELLER i TALLING, 1997).

Per tant, respecte a la propagació lateral de la falla s'han establert les variants següents:

	Contínua
Propagació lateral	Instantània
	Episòdica

7.4.1.5 Distribució del desplaçament al llarg del pla de la falla (perfil desplaçament/longitud)

El darrer dels paràmetres relacionats amb el desenvolupament de la falla és la distribució del desplaçament al llarg del pla de falla. Aquest paràmetre, tot i que es relaciona amb el desplaçament instantani, està molt influenciat per la història evolutiva de la falla i, per tant, pel model de propagació lateral (PEACOCK i SANDERSON, 1996; BERNAL *et al.*, 2004).

A partir de models teòrics i casos reals, es diferencia entre distribució lineal (WILKERSON *et al.*, 1991), distribució rectangular (MUELLER i TALLING, 1997), distribució el·líptica (BURGMANN *et al.*, 1994; BURBANK *et al.*, 1999) i distribució segons el model *end zone*, equivalent al definit a COWIE i SCHOLZ (1992b) o SCHULTZ i FOSSEN (2002).

El model de distribució lineal postula que entre el centre de la falla, on $D = D_{max}$ i els extrems, el desplaçament (D) disminueix de forma lineal fins a ser nul. El model de distribució rectangular, per contra, manté un desplaçament constant $D = D_{max}$ al llarg de tota la falla que disminueix de forma sobtada en arribar als extrems. El model de distribució el·líptica defineix un gradient del desplaçament al llarg de la falla en forma de campana o d'arc, que permet explicar el perfil topogràfic suau d'alguns anticlinals (BURBANK *et al.*, 1999). Finalment, el model de distribució tipus *end zone*, tot i que similar a l'el·líptic, té en compte factors mecànics que influeixen en la propagació de la falla i en la distribució del desplaçament (p. ex. fricció COWIE i SCHOLZ, 1992b).

Així doncs, en la modelització numèrica de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols s'han tingut en compte els quatre models esmentats (i un model addicional que combina una distribució lineal amb una distribució rectangular):

	Lineal
	Pseudolineal
Distribució del desplaçament	Rectangular
	El·líptica
	End Zone

7.4.2 Anàlisi de resultats I: anàlisi dels efectes de cada paràmetre sobre el model numèric

En primer lloc s'ha analitzat com influeix cadascun dels paràmetres esmentats sobre la configuració final del model numèric. El procediment ha consistit en variar en cada cas un sol paràmetre, per poder comparar les diferències en el resultat final, procurant minimitzar l'efecte dels altres paràmetres de modelització.

7.4.2.1 Configuració geomètrica inicial

El primer paràmetre dels analitzats és la influència de la configuració geomètrica inicial sobre la geometria final de l'estructura. Per analitzar aquest efecte s'ha seleccionat una combinació de paràmetres que minimitzi els efectes d'altres factors, com pot ser l'evolució de la falla al llarg del temps.

Per aquest motiu, sobre les tres configuracions geomètriques inicials, l'algoritme s'ha executat considerant els paràmetres de modelització següents:

- Taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka
- Angle de la rampa = 24°
- Factor $D_{max}/L = 0.14$
- Propagació lateral de la falla = instantània a l'inici de la modelització
- Perfil desplaçament/longitud = rectangular

Les diferències més evidents entre els tres models numèrics resultants s'observen en la disposició dels sediments sintectònics respecte a l'estructura plegada (figura 7.9). En un tall perpendicular a l'estructura, la configuració inicial de potència constant afavoreix que la potència dels materials sintectònics sigui equivalent als dos flancs de l'estructura. En aquest cas, el control sobre la potència d'aquests materials és la relació entre la taxa de sedimentació i la taxa de pujada del nivell de base. En canvi, en les configuracions amb potència diferencial, la potència de la sèrie sintectònica al flanc caudal de l'estructura és proporcional a la diferència de relleu estructural entre els dos blocs de l'encavalcament, mentre que al flanc frontal està governada per la relació entre la taxa de sedimentació i l'espai d'acomodació.

En un tall oblic a la direcció de transport, la configuració geomètrica considerant potència diferencial N-S i E-W produeix un doble onlap de les seqüències sintectòniques inferiors al flanc caudal de l'estructura (figura 7.9 b). Aquest efecte està relacionat amb la direcció del tall respecte a la direcció en la qual disminueix la potència de la sèrie preplegament. Aquesta configuració és més evident si s'observa una secció longitudinal situada en el flanc caudal de l'estructura, però més cap al nord (figura 7.10). Allà s'observa amb claredat que la sèrie sintectònica onlapa el flanc caudal, amb sediments progressivament més joves d'oest a est, conforme la potència de la sèrie preplegament va augmentant.

Una sèrie de seccions perpendiculars a l'estructura en el model numèric amb potència diferencial N-S i E-W suggereix que, per a una mateixa relació taxa de sedimentació/espai d'acomodació, la potència i edat de la sèrie sintectònica al flanc caudal de l'estructura està influenciada pel relleu estructural previ a la deformació (figura 7.11). A més, també es pot observar que la geometria inicial de les capes influeix en la llagada de la cresta, de manera que els models amb potència diferencial tenen una cresta més llarga que el model que considera una potència constant (figura 7.9). A la figura 7.10 també es pot observar que la llargada de la cresta augmenta conforme augmenta la diferència de potència entre el bloc superior i el bloc inferior de l'encavalcament.



Figura 7.9: Influència de la configuració geomètrica inicial en la modelització numèrica efectuada. Per tal de minimitzar els efectes de la propagació lateral sobre la geometria final del plec es considera una falla que assoleix la seva longitud màxima instantàniament. Altres paràmetres constants en les tres execucions són: taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka; angle de la rampa = 24° ; $D_{max}/L = 0.14$; perfil desplaçament/longitud = rectangular.



Figura 7.10: Influència de la configuració geomètrica inicial en la modelització numèrica efectuada. Per tal d'il·lustrar les diferències més significatives, és apropiat comparar seccions longitudinals localitzades al flanc caudal de l'estructura. Allà s'observa que la configuració inicial amb diferències de potència N-S i E-W afavoreix la deposició de sediments sintectònics al flanc caudal de l'estructura. Paràmetres constants en les tres execucions: taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka; angle de la rampa = 24° ; $D_{max}/L = 0.14$; perfil desplaçament/longitud = rectangular. Situació de les seccions a la figura 7.9



Figura 7.11: Influència de la configuració geomètrica inicial en la modelització numèrica efectuada. Seccions S-N seriades del model numèric considerant una geometria inicial amb diferències de potència N-S i E-W. Es pot observar com la presència de sediments sintectònics al flanc caudal de l'estructura cap a l'oest està relacionat amb una disminució del relleu estructural en aquesa direcció. A més, cap a l'oest afloren al flanc caudal sediments progressivament més antics.

7.4.2.2 Angle de la rampa

El segon dels paràmetres analitzats és la influència de l'angle de la rampa sobre la geometria final de l'estructura. Igual que en el cas anterior, es pretén minimitzar els efectes d'altres paràmetres de modelització i, per aquest motiu, s'ha establert la combinació següent:

- Taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka
- Geometria inicial de les capes = potència diferencial N-S (per evitar la influència de les variacions longitudinals del relleu estructural preexistent.)
- Factor $D_{max}/L = 0.14$
- Propagació lateral de la falla = instantània a l'inici de la modelització
- Perfil desplaçament/longitud = lineal (per ressaltar l'atenuació lateral del plec en relació al paràmetre que s'està assajant.)

En una secció perpendicular a l'eix de l'estructura, la diferència més significativa és la posició de la terminació de la falla (figura 7.12 a). En les mateixes condicions de modelització, a mesura que augmenta l'angle de la rampa la terminació de la falla progressa cap a la superfície. En el cas més extrem, per un angle de la rampa de 30° i considerant la taxa de sedimentació aplicada, la falla arriba a emergir. A més, a mida que augmenta l'angle de la rampa també augmenta el relleu estructural i el plec pren un perfil més tancat, amb una cresta més estreta. En canvi, el cabussament del flanc frontal augmenta quan l'angle de la rampa de la rampa de sediments preplegament com als sinplegament.

En les seccions obliqües la diferència més significativa s'observa en el cabussament de la sèrie sintectònica, al flanc septentrional del sinclinal frontal (figura 7.12 b), que augmenta de cabussament quan menor és l'angle de la rampa (característica que també s'observa en les seccions perpendiculars). A més, el tascó que forma la sèrie sintectònica contra el flanc frontal de l'anticlinal és més angulós, amb una expansió estratigràfica més important per un angle de la rampa menor, suggerint una disposició en *toplap*.

En les seccions longitudinals, en canvi, l'expansió estratigràfica de la sèrie sintectònica és major per a angles de la falla més elevats (figura 7.12 c). També es pot observar una variació progressiva del cabussament de la sèrie sintectònica, que cabussa més a mida que augmenta l'angle de la rampa. Finalment, s'observa un canvi en les superfícies axials de la sèrie sintectònica, que per a angles baixos tenen una geometria rectilinia, subvertical i lleugerament inclinada cap a l'exterior de l'estructura, per a valors intermitjos tenen una geometria còncava i per a valors alts s'inclinen cap a linterior de l'estructura. les pot observar que l'angle de la rampa condiciona la longitud del plec i el grau d'atenuació lateral de l'estructura . Així, l'estructura és més llarga i laxa per a angles menors de la rampa. En canvi és menor i amb un relleu més abrupte per a angles elevats.



Figura 7.12: Influència de l'angle de la rampa en la modelització numèrica efectuada. Per minimitzar els efectes de la propagació lateral de la falla s'ha imposat una propagació instantània. Per minimitzar els efectes de la geometria inicial de les capes s'ha utilitzat una de les configuracions que preserva la potència longitudinalment a l'estructura. Altres paràmetres constants en les tres execucions són: taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka; $D_{max}/L = 0.14$; perfil desplaçament/longitud = lineal.

7.4.2.3 Factor D_{max}/L

El paràmetre D_{max}/L és un dels que, a priori, té més influència respecte a l'evolució de la falla en la direcció de transport tectònic, ja que controla la propagació de la falla. És d'esperar, doncs, que en un tall perpendicular a l'estructura, la terminació de la falla progressi més a mida que augmenta la relació D_{max}/L . Com en els casos anteriors, l'assaig sobre aquest paràmetre s'ha realitzat a partir d'una configuració que minimitzi els efectes produïts per altres factors. En aquest cas:

- Taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka
- Geometria inicial de les capes = potència diferencial N-S (per evitar la influència de les variacions longitudinals del relleu estructural preexistent.)
- angle de la rampa = 24°
- Propagació lateral de la falla = instantània a l'inici de la modelització
- Perfil desplaçament/longitud = lineal

En les seccions perpendiculars a l'estructura, l'efecte més significatiu d'aquest paràmetre sobre el resultat final, és un desplaçament total major en els models amb una relació D_{max}/L més alta (figura 7.13). Aquest resultat deriva del fet que aquest paràmetre controla la propagació de la falla, per a una falla de les mateixes dimensions, en augmentar el factor D_{max}/L , ugmentarà el desplaçament acumulat sobre la falla i, per tant, la propagació de la falla.

Un altre dels efectes d'aquest paràmetre sobre el model numèric que cal tenir en compte és que, a la pràctica, influeix en el temps final de modelització. Aquest fet es deu a que el desplaçament en cada pas de temps és constant i la falla té una longitud final imposada de 20 km. Per tant, que quan més baix és el valor D_{max}/L , el desplaçament acumulat en l'estadi final serà menor però la falla assolirà les seves dimensions finals més ràpidament (figura 7.13 a).

Per contra, en les seccions perpendiculars l'efecte d'aquest paràmetre sobre la geometria és aparentment poc significatiu, tant a nivell dels estrats pretectònics com dels sintectònics. L'efecte general és una amplificació de l'estructura que es resol per una major llargada del flanc caudal (figura 7.13 a). Les seccions longitudinals s'han d'analitzar amb cautela, atès que la posició estructural i *geogràfica* (respecte al model) d'aquestes seccions no coincideix. A la figura 7.13 c, es mostren tres seccions longitudinals en la mateixa posició respecte al model (posicó geogràfica). Al comparar cada una de les seccions longitudinals amb la seva secció perpendicular corresponent s'observa que, malgrat que coincideixen en la posició relativa al model numèric, cada una d'elles correspon a una posició estructural particular (en relació a la rampa de l'encavalcament i, per tant, del plec).

La influència del factor D_{max}/L sobre la geometria longitudinal del plec s'ha d'analitzar idealment en posicions estructurals equivalents (figura 7.14). A la figura es mostren tres seccions longitudinals localitzades a l'extrem superior del flanc caudal. En les mateixes condicions de modelització, en les seccions perpendiculars aquest punt es trasllada cap al sud a mesura que augmenta el valor del factor D_{max}/L , atès que



Figura 7.13: Influència del factor D_{max}/L en la modelització numèrica efectuada. Per minimitzar els efectes de la propagació lateral de la falla s'ha imposat una propagació instantània. Per minimitzar els efectes de la geometria inicial de les capes s'ha utilitzat una de les configuracions que preserva la potència longitudinalment a l'estructura. Altres paràmetres constants en les tres execucions són: taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka; angle de la rampa = 24°; perfil desplaçament/longitud = lineal.



Figura 7.14: Influència del factor D_{max}/L en la modelització numèrica efectuada. Per tal d'il·lustrar l'efecte sobre la secció longitudinal de l'estructura, és apropiat comparar seccions situades en posicions estructurals equivalents, com per exemple a l'extrem superior del flanc caudal. Paràmetres constants en les tres execucions són: geometria inicial de les capes = potència diferencial N-S; taxa de pujada del nivell de base = 0.7 ,/ka; angle de la rampa = 24°; perfil desplaçament/longitud = lineal.

el desplaçament acumulat augmenta i la rampa de l'encavalcament augmenta de longitud (figura7.13). En les seccions longitudinals es pot observar que, conforme augmenta la relació D_{max}/L , la londitud de l'estructura disminueix i aquesta s'atenua lateralment de manera més abrupta (fenòmen que es trasllada a la sèrie sintectònica accentuant la geometria del tascó sedimentari), mentre que el relleu estructural és similar en els tres casos. També s'observa que a mida que augmenta el factor D_{max}/L augmenta la inclinació i l'expació estratigràfica de la sèrie sintectònica, així les superfícies axials com canvia la geometria i tendeixen a disminuïr la seva inclinació (figura 7.14). Per tant, un major desplaçament instantani acaba controlant l'extensió lateral de les estructures i la geometria dels sediments sintectònics (en secció longitudinal).

7.4.2.4 Propagació lateral

El model de propagació lateral de la falla és un paràmetre que incideix fortament en la geometria longitudinal de les estructures, atès que controla en bona part el ritme d'incorporació de nous materials a la zona de deformació produïda per una falla (que evoluciona al llarg del temps). Per avaluar aquest factor és molt important minimitzar la influència de qualsevol altre paràmetre relacionat amb la progressió lateral de la deformació.

En primera instància s'ha utilitzat la següent configuració:

- Taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka
- Geometria inicial de les capes = potència diferencial N-S (per evitar la influència de les variacions longitudinals del relleu estructural preexistent.)
- Factor $D_{max}/L = 0.14$
- angle de la rampa = 24°
- Perfil desplaçament/longitud = rectangular (per minimitzar l'atenuació lateral del plec degut a la distribució del desplaçament.)

La modificació d'aquest paràmetre no té efecte sobre la geometria de l'estructura en una secció perpendicular localitzada al centre de la falla (figura 7.15 **a**), característica previsible atès que els paràmetres que controlen l'evolució de la falla paral·lelament a la direcció de transport s'han mantingut constants en les tres execucions. Les principals diferències en aquest cas s'observen en les seccions longitudinals i obliqües, tant pel que fa a la geometria dels estrats pretectònics com dels sintectònics.

Pel que fa a la geometria dels estrats preplegament, la variació en el model de propagació lateral de la falla condiciona la geometria de l'envolvent del plec (figura 7.15 c). El model considerant una propagació contínua produeix com a resultat una estructura anticlinal de perfil longitudinal suau, en la qual el relleu estructural disminueix progressivament des del centre de l'estructura cap als extrems. Per contra, en els altres dos casos es genera una estructura amb relleu estructural mantingut que disminueix bruscament als extrems. En concret la propagació episòdica dóna una geometria graonada, característica d'aquest model de propagació lateral (que en l'exemple exposat, ressalta degut a la distribució del desplaçament al llarg



Figura 7.15: Influència del model de propagació lateral en la modelització numèrica efectuada. Per minimitzar els efectes d'altres paràmetres relacionats s'han imposat les següents condicions: geometria inicial de les capes = potència diferencial N-S; $D_{max}/L = 0.14$; taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka; angle de la rampa = 24°; perfil desplaçament/longitud = rectangular.

de la falla [rectangular]). Aquesta geometria graonada també és evident en secció oblicua, i produeix una disminució sobtada del relleu estructural en la zona de la cresta. La localització d'aquests graons relacionats amb la propagació de la falla, variarià en funció del ritme i la magnitud dels episodis de creixement lateral.

Pel que fa a la geometria dels estrats sintectònics, en els perfils longitudinals s'observa que si la falla evoluciona segons el patró de creixement continu, aquests recobreixen una porció més gran de l'estructura. Aquest resultat es deu al fet que l'estructura s'allarga longitudinalment de manera progressiva, i per aquest motiu els estrats sintectònics queden incorporats pogressivament a la zona de deformació. Per contra, en els casos en que la falla propaga lateralment de manera instantània, es genera un relleu estructural per sobre el nivell de base, i la sedimentació sintectònica queda confinada fora dels límits de la zona de deformació (figura 7.15 c). En el cas d'una falla que es propaga de forma contínua, els sediments sintectònics comencen onlapant els flancs de l'estructura i acabant produïnt una geometria en *toplap*. Aquesta geometria també s'observa en una secció obliqua, tant en el model de creixement continu com en el de creixement episòdic (figura 7.15 b, models RI24-18 i RI24-23).

7.4.2.5 Perfil desplaçament/longitud

Aquest paràmetre controla el desplaçament longitudinal a l'estructura. Juntament amb el model de propagació lateral de la falla, és el factor que més incideix en la geometria final del plec (en la seva secció longitudinal). Per tant, per assajar la influència d'aquest factor s'han imposat unes condicions de modelització que minimitzin particularment els efectes del model de propagació lateral. La combinació de paràmetres de modelització és la següent:

- Taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka
- Geometria inicial de les capes = potència diferencial N-S (per evitar la influència de les variacions longitudinals del relleu estructural preexistent.)
- Factor $D_{max}/L = 0.14$
- angle de la rampa = 24°
- Propagació lateral de la falla = instantània a l'inici de la modelització.

En la figura 7.16 es mostren els resultats de l'assaig sobre la distribució del desplaçament. Com en el cas anterior, en els perfils perpendiculars a l'estructura (és a dir, paral·lels a la direcció de transport) la geometria del plec no presenta modificacions, sempre i quan aquests perfils estiguin situats en el centre de la falla, on el desplaçament és màxim i igual per a totes les execucions (figura 7.16 **a**). Per contra, les diferències més importants s'observen en les seccions longitudinals (que també tenen correspondència en les obliqües) (figura 7.16 **b** i **c**).

En secció longitudinal s'observen les diferències en l'envolvent del plec. El plec de secció longitudinal més llarga es produeix el perfil desplaçament/longitud és rectangular (figura 7.16 c, model RI24-28). En



Figura 7.16: Influència del perfil desplaçament/longitud en la modelització numèrica efectuada. Per minimitzar de la propagació lateral de la falla s'ha imposat una propagació instantània a l'inici de la modelització. Altres paràmetres constants en les diferents execucions són: geometria inicial de les capes = potència diferencial N-S; $D_{max}/L = 0.14$; taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka; angle de la rampa = 24°. (continua a la pàgina següent.)



Figura 7.16 Peu de Figura a la pàgina anterior

l'extrem oposat se siuen els models que imposen un perfil desplaçament/longitud de tipus lineal i *end zone* (figura 7.16 c, models RI24-26 i RI2430).

En secció longitudinal, també es poden observar variacions en la geometria de l'estructura. La distribució de desplaçament lineal genera un plec de geometria més suau (figura 7.16 c, model RI24-26). Per contra, la distribució rectangular genera un plec de perfil més abrupte (figura 7.16 c, model RI24-28). Aquesta influència sobre la geometria es pot observar en el model de desplaçament pseudolineal (figura 7.16, model RI24-27). En aquest cas el desplaçament segueix una distribució lineal, sense arribar a ser nul als extrems de la falla, de tal manera que a la pràctica és una combinació dels dos anteriors. Per tant, l'estructura s'atenua suaument des del centre cap als extrems, però acaba definint un tancament brusc relacionat amb el desplaçament diferencial entre els extrems de la falla i la zona no deformada. En el cas de la distribució el-lítpica, el plec s'atenua prop dels extrems de la falla, donant una geometria en campana, amb un acabament lleugerament més brusc que en el cas de la distribució lineal (figura 7.16, model RI24-29). Per últim, el model *end zone* també produeix una geometria en forma de campana, lleugerament sinusoïdal en els extrems.

En les seccions obliques, el tret més destacable és que el perfil desplaçament/longitud rectnular produeix un engruiximent aparent de la sèrie sintectònica (figura 7.16 b, model RI24-28).

7.4.3 Anàlisi de resultats II: combinacions de paràmetres i efectes sobre el model numèric

En una segona fase, s'ha analitzat la influència de diverses combinacions de paràmetres sobre les característiques finals del model numèric. De les múltiples combinacions possibles, es mostren aquelles que aporten informació rellevant sobre els resultats de la combinació (p.ex. quines combinacions es compensen entre si, o bé quines accentuen els efectes d'un dels paràmetres sobre el resultat final).

7.4.3.1 Angle de la rampa versus D_{max}/L

En l'apartat anterior s'ha explicat que tant l'angle de la rampa com la relació D_{max}/L influeixen especialment en l'evolució de la falla segons la direcció de transport. La figura 7.17 mostra els resultats de diferents combinacions entre els valors d'aquests dos paràmetres.

Per una banda, com s'ha explicat en l'apartat 7.4.2.2, l'augment de l'angle de la rampa afavoreix la progressió de la terminació de la falla cap a la superfície, essent aquesta progressió més gran com més alt és el valor de l'angle. Per altra banda, com s'ha explicat en l'apartat 7.4.2.3, un valor més alt del factor D_{max}/L augmenta el desplaçament total acumulat i també produeix una una rampa més llarga.

De la combinació d'aquests dos valors se'n despren que si es combina un angle de rampa elevat amb un factor D_{max}/L baix, el desplaçament total acumulat al centre de la falla al final de l'execució és similar al que s'obté per angles de la falla baixos i D_{max}/L elevats (figura 7.17, **a**, **d** i **h**). És a dir, en aquest cas els dos paràmetres tendeixen a compensar-se. Per contra, el desplaçament acumulat més baix s'obté per un angle de la falla baix i D_{max}/L també baix (figura 7.17 **f**). El desplaçament acumulat més alt s'obté per a valors elevats d'aquests dos factors (figura 7.17 **b** i **e**; el cas extrem, que considera un angle de la rampa de



Figura 7.17: Influència de l'angle de la rampa i el factor D_{max}/L sobre l'evolució de la falla paral·lelament a la direcció de transport. Els efectes d'aquests dos paràmetres tendeixen a compensar-se o a incrementar-se en funció de la combinació entre els seus valors. Paràmetres constants en les diferents execucions són: propagació lateral de la falla = instantània a l'inici de la modelització; geometria inicial de les capes = potència diferencial N-S; propagació lateral de la falla = instantània a l'inici de la modelització; taxa de pujada del nivell de base = 0.7 m/ka.

 30° i un valor de D_{max}/L de 0.2 és inestable numèricament i no s'ha representat). Així doncs, en aquests darrers casos la combinació d'aquests dos paràmtres tendeix a amplificar els seus efectes sobre el resultat final de la modelització.

7.4.3.2 Model de propagació lateral versus perfil desplaçament /longitud

Aquests dos paràmetres tenen una forta incidència en la geometria del plec en una secció longitudinal a l'estructura. En concret, els dos paràmetres afecten tant la longitud de l'estructura com el perfil de l'envolvent del plec. La figura 7.18 mostra els efectes de combinar aquests dos paràmetres.

En aquest cas, per fer la comparació s'han considerat inicialment només dos delas perfils desplaçament/longitud: el que considera una distribució rectangular i el que considera una distribució lineal (figura 7.16 c. models RI24-28 i RI24-26, respectivament). Aquests dos casos extrems són els que produeixen les estructures més allunyades entre si, com s'ha comentat anteriorment. Per aquest motiu s'ha considerat apropiat comparar-los amb els diferents models de propagació lateral.

A priori, la combinació d'aquests paràmetres produeix estructures molt allunyades entre si, tant a nivell de la sèrie preplegament com de la sinplegament. Aquest fet pot suggerir que la geometria final és indicativa de cada un d'aquests paràmetres particulars (o, dit d'altra forma, analitzant la geometria final es podria establir una relació directa amb cada un d'aquests paràmetres per separat). Tot i així, es pot observar que la geometria de la sèrie sinplegament en els casos més oposats (perfil desplaçament/longitud rectangular + propagació lateral contínua versus perfil desplaçament/longitud lineal + propagació lateral instantània, figura 7.18 a i f) és molt similars. No és així en el cas de la sèrie sinplegament, ja que el model que considera una propagació lateral continua afavoreix que els estrats sinplegament recobreixin els flancs del plec. No obstant això, en els dos casos la geometria de les superfícies axials de la sèrie sinplegament també és similar.

També és interesant observar que, considerant només la distribució lineal del desplaçament, el model de propagació lateral de la falla no només influeix en la longitud final de la sèrie preplegament, sinó que també ho fa en la geometria de les superfícies axials sinplegament (que que es fan més corbades i fins i tot anguloses, a mida que la propagació lateral de la falla és més ràpida, figura 7.18 **b-d-f**).



233

7.5 Anàlisi de resultats III: Comparació amb l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols

Per analitzar quines possibles combinacions de paràmetres s'ajusten millor a les característiques observades a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, l'aproximació que s'ha seguit inicialment és la comparació entre diferents talls extrets del model estructural 3D i els models numèrics (talls perpendiculars i longitudinals respecte l'eix de l'anticlinal). Posteriorment, per discutir la geometria interna dels sediments sinplegament del grup Areny, s'ha utilitzat el mapa geològic de superfície, atès que la reconstrucció 3D no reflexa la seva estructura interna (sinó la base i el sostre d'aquests materials). En canvi, el perfil topogràfic actual permet comparar la seva geometria en planta amb algunes de les seccions del model numèric 3D, especialment les seccions obliqües.

7.5.1 Configuració geomètrica inicial

Els models que consideren una configuració geomètrica inicial amb potència diferencial transversal i longitudinal a l'estructura, reprodueixen la disminució de potència de la sèrie sinextensiva que s'observa cap al sud i cap a l'est. En aquest cas en el model numèric utilitzat per fer la comparació s'han considerat els paràmetres següents:

- Configuració geomètrica inicial: potència diferencial transverasl (N-S) i longitudinal (E-W)
- Angle de la rampa d'encaval
cament = $30^{\rm o}$
- $D_{max}/L \ 0.09$
- Propagació lateral de la falla: instantània
- Distribució del desplaçament: rectangular
- $\bullet\,$ taxa de pujada del nivell de base: 0.7 m/ka

En les condicions de modelització aplicades, aquests models numèrics controlen la disposició dels materials sintectònics en relació a l'anticlinal, de tal manera que aquests darrers recobreixen l'estructura a mida que disminueix el relleu estructural al bloc superior de l'encavalcament. En les seccions longitudinals a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, es pot observar que l'expansió de la sèrie sinplegament per damunt de l'estructura coincideix en part amb una zona on la sèrie del Cretaci Inferior és menys potent (figura 7.19 **C**).

Ara bé, al comparar les seccions perpendiculars de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols amb les del model numèric, destaca que mentre a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols la sèrie sintectònica recobreix el plec a l'oest de la Noguera Pallaresa, en els models numèrics no arriba a recobrir-la totalment (tot i que si que es diposita al flanc caudal), figura 7.19 \mathbf{a}/\mathbf{A} i \mathbf{b}/\mathbf{B} . Aquesta característica pot reflexar que en el model numèric la disminució de potència d'E a W no és prou acusada, o que la taxa d'aixecament del nivell de base que

s'ha utilitzat no és prou alta (i per tant els sediments sintectònics no sobrepassen el plec), o bé que hi ha altres factors determinants que no s'han tingut en compte en el model numèric exposat.

Per altra banda, al comparar en detall les seccions longitudinals, es pot observar que en el model numèric els sediments sintectònics recobreixen el flanc caudal de l'estructura de manera progressiva (a mida que disminueix el relleu estructural) mentre que en l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols aquest fet ocórre de manera sobtada aprop de l'embassament de Sant Antoni (figura 7.19 c/C). A la riba est els sediments sinplegament del Grup Areny estan confinats al flanc frontal, mentre que a la riba oest recobreixen totalment l'estructura. Per reproduïr aquesta característica en un model numèric només tenint en compte la disminució de potència estratigràfica, s'hauria de jugar amb la geometria inicial de les capes (p. ex. concentrar la disminució de la potència estratigràfica en un franja estreta del model numèric). Alternativament, es poden tenir en compte altres factors que, sumats a una disminució progressiva de potència, afavoreixin aquesta expansió.

7.5.2 Angle de la rampa

Dels diversos valors que s'han tingut en compte en la modelització numèrica, el que millor s'ajusta a l'angle calculat per l'encavalcament de Bóixols (que està restringit sobretot pel cabussament del flanc caudal de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols) és de 30° figura 7.19 \mathbf{a}/\mathbf{A} i \mathbf{b}/\mathbf{B} . Tot i que la interpretació sísmica no permet calcular amb certesa l'angle de la rampa, és important recordar que en els perfils sísmics del sector est de l'àrea estudiada es pot observar el paral·lelisme entre la rampa de l'encavalcament i el flanc caudal del plec (Figure 4.13 del capítol 4), i que aquest últim està ben acotat a partir de les dades de superfície (figura 7.8). Per tant, és coherent assignar un valor de 30° a l'angle de la rampa de l'encavalcament.

7.5.3 Factor D_{max}/L

Aquest paràmetre, que incideix sobretot en la propagació de la falla, es pot estimar a partir d'observacions fetes en els perfils perpendiculars a l'estructura, i tambe per comparació amb altres paràmetres ja establerts (p. ex. angle de la rampa).

En el cas de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols es proposa que la terminació de l'encavalcament de Bóixols, en la zona estudiada, queda fossilitzada per la sèrie sinplegament (Grup Areny), figura 7.19**A** i **B**. Aquesta disposició s'observa millor fora de la zona d'estudi, a l'est (zona de Sallent, on es veu que en detall afecta lleugerament la base del Grup Areny). Per tant, segons la posició estimada de la terminació de la falla i tenint en compte que l'angle de la rampa que dóna un millor ajust és el de 30°, és coherent assignar al factor D_{max}/L un valor baix (figura 7.17).

La configuració geomètrica inicial que dóna un millor ajust, que imposa un una disminució de la potència longitudinalment a l'estructura, implica una pèrdua de relleu estructural que es tradueix en una propagació major de la terminació de la falla cap a la superfície (per un mateix valor de D_{max}/L). Per tant, per ajustar la posicio de la terminació de la falla respecte la sèrie sintectònica, el millor ajust s'obté per un valor de D_{max}/L de 0.09.



Figura 7.19: Comparació entre la modelització numèrica efectuada i l'anticlinal de Sant Corneli – Bóixols. Paràmetres considerats: Geometria diferencial perpendicular (N-S) i longitudinal (E-W); angle de la rampa = 30° ; $D_{max}/L = 0.09$.

7.5.4 Propagació lateral

Per avaluar aquest paràmetre la millor opció és la comparació amb les seccions longitudinals a l'anticlinal de Sant Corneli, especialment la relació de la sèrie sintectònica amb l'anticlinal (i també el perfil longitudinal de la sèrie preplegament), tenint en compte els altres paràmetres seleccionats.

Segons la dicussió de l'apartat 7.4.2, una propagació lateral episòdica podria ajudar a explicar la presència d'una estructura transversal a la zona de la Noguera Pallaresa (figura 7.20). No obstant, aquesta afirmació s'ha de fer amb compte, ja que en aquesta Tesi es proposa que aquesta falla afecta també a la rampa de l'encavalcament de Bóixols (figura 7.20 E). Per tant, probablement no es relaciona exclusivament amb l'evolució lateral de la línia de contorn de la propia falla, sinó que existeixen també altres condicionants que afavoreixen la seva presència. Tot i així, un dels trets característics dels models numèrics en els quals s'imposa el creixement episòdic de l'encavalcament és el confinament de la sèrie sintectònica a l'exterior de l'estructura, especialment quan es té en compte l'existència d'un relleu estructural previ al desenvolupament de l'encavalcament. Per tant, aquesta configuració ajudaria també a explicar l'expansió de la sèrie sintectònica per damunt de les parts més externes de l'estructura, a l'oest del riu Noguera Pallaresa. Independentment de l'orígen de la falla de la Noguera Pallaresa, aquesta configuració il·lustra la influència que té un gradient brusc en el relleu estructural (en aquest cas representat per una falla) sobre la disposició de la sèrie sintectònica (figura 7.20).

En el model numèric utilitzat per fer la comparació s'han considerat els paràmetres següents:

- Configuració geomètrica inicial: potència diferencial transverasl (N-S) i longitudinal (E-W)
- Angle de la rampa d'encavalcament = 30°
- $D_{max}/L \ 0.09$
- Propagació lateral de la falla: episòdica
- Distribució del desplaçament: el·lítpica
- $\bullet\,$ taxa de pujada del nivell de base: 0.7 m/ka

7.5.5 Perfil desplaçament/longitud

Aquest paràmetre, que incideix especialment en la geometria longitudinal de l'estructura, es pot comparar amb els talls longitudinals de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols.

En aquests talls es pot observar que l'anticlinal té una geometria en general arrodonida, de tal manera que això permetria descartar d'entrada un perfil desplaçament/longitud de tipus rectangular (com el de la figura 7.16 c, model RI24-28). Respecte als altres perfils que s'han tingut en compte, observant la geometria a grans trets de l'anticlinal de Sant Corneli, aparentment el plec s'atenua lentament, suggerint que el perfil desplaçament/longitud més adient és el que implica una distribució lineal del desplaçament des del centre de la falla cap als seus extrems. Cal tenir en compte, però, que en aquesta geometria hi juga un paper molt



Figura 7.20: Comparació entre la modelització numèrica efectuada i l'anticlinal de Sant Corneli – Bóixols. Paràmetres considerats: Geometria diferencial perpendicular (N-S) i longitudinal (E-W); angle de la rampa = 30° ; $D_{max}/L = 0.09$. Propagació lateral de l'encavalcament = episòdica; perfil desplaçament/longitud = el·lítpic.

important la disminució de la potència de la sèrie sinextensiva cap a l'est (figura 7.21). Observada en detall, la geometria longitudinal de l'anticlinal mostra diferents sectors que coincideixen amb diferents gruixos de la sèrie sinextensiva al bloc superior de l'encavalcament (figura 7.21 G). En alguns d'aquests sectors el plec té un perfil suau que s'atenua lentament (p. ex. sector de l'anticlinal de Bóixols) i en altres el plec té un perfil més o menys mantingut i lateralment el seu eix s'inclina de manera brusca (p. ex sector de l'anticlinal de Sant Corneli). Aquesta geomeria pot suggerir la combinació d'un perfil longitudinal lineal amb un perfil longitudinal el·líptic.

Els models numèrics resultants de combinar una potència diferencial N-S i E-W, amb una propagació lateral episòdica de l'encavalcament i un perfil desplaçament/longitud lineal, afavoreixen l'expansió estratigràfica ràpida de la sèrie sintectònica per damunt de les parts externes de l'estructura, però minimitzen els efectes en superfície de la propagació episòdica (figures 7.20 i 7.21).

7.5.6 Estructura interna de la sèrie sintectònica

Per analitzar la geometria interna de la sèrie sintectònica i la seva relació ambl l'evolució de l'anticlinal, s'ha optat per comparar la geometria en mapa del Grup Areny amb els models numèrics. Per les característiques dels afloraments del Grup Areny a l'àrea estudiada en relació amb l'estructura de l'anticlinal de Sant Corneli, la geometria que s'observa en mapa es pot comparar amb els talls oblics dels models numèrics.

A la figura 7.22 es mostren diferents models numèrics en els quals s'ha ressaltat la geometria de la sèrie sintectònica. En tots els models numèrics s'han imposat els paràmetres que resulten en un millor encaix amb la geometria de l'anticlinal en termes de la sèrie pre-Grup Areny. Aquests són una configuració geomètrica inicial que imposa diferències de potència transversalment i longitudinalment a l'estructura, un angle de la rampa de 30° i un valors per al factor D_{max}/L de 0.09. En aquest exercici es pretén analitzar la influència de la propagació lateral de l'encavalcament i de la distribució lateral del desplaçament en la geometria final de la sèrie sintectònica. Aquests dos factors no s'han pogut resoldre unívocament pel que fa a la geometria de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, i per tant és apropiat recolzar-se en la geometria dels sediments sintectònics per discriminar entre les diverses possibilitats.

Amb les condicions de modelització aplicades, els models que imposen un perfil desplaçament/longitud de tipus lineal produeixen una expansió sedimentaria que es resol en gran part mitjançant *onlap* de cada unitat sobre els flancs de l'estructura bé sobre les subjacents (figura 7.22 c i e. Per contra, els models que imposen un perfil rectangular o el·líptic (especialment els primers) produeixen una expansió sedimentaria que es resol en gran part per geometries de tipus *offlap*. Pel que fa al model de propagació lateral, els models amb propagació instantània afavoreixen el confinament de la sèrie sintectònica a les parts externes de l'estructura (figura 7.22 a). Els models que imposen una propagació continua generen un tascó sedimentari en general més llarg (figura 7.22 b - d. Finalment, els models que imposen una propagació episòdica mostren una geometria que és la combinació de les dues anteriors. Per una banda favoreixen lel confinament de la sèrie sintectònica, però produeixen un tascó sedimentari, tot que més reduït que quan la propagació de la falla és contínua (figura 7.22 e- g).


Figura 7.21: Comparació entre la modelització numèrica efectuada i l'anticlinal de Sant Corneli – Bóixols. Paràmetres considerats: Geometria diferencial perpendicular (N-S) i longitudinal (E-W); angle de la rampa = 30° ; $D_{max}/L = 0.09$. Propagació lateral de l'encavalcament = episòdica; perfil desplaçament/longitud = lineal.

Els models que consideren la propagació episòdica són els que permeten reproduïr l'existència d'una falla paral·lela a la direcció de transport. Quan el perfil desplaçament/longitud és rectangular, en les condicions de modelització aplicades aquesta falla aflora en superfície (figura 7.22 f). Per contra, quan el perfil desplaçament/longitud és lineal, es minimitzen els efectes de la propagació lateral de l'encavalcament (figura 7.22 e i figura 7.21). Quan el perfil desplaçament/longitud és el·líptic, s'afavoreix la formació d'una estructura perpendicular a l'encavalcament principal que incideix en la geometria de la sèrie sintectònica (produeix un tascó sedimentari ràpid just per damunt de la falla), però aquesta suposada estructura no arriba a aflorar (figura 7.22 g i figura 7.21).

Les diferents combinacions modifiquen la geometria de les superfícies axials de la sèrie sintectònica, que en general convergeixen quan el perfil desplaçament/longitud és lineal (figura 7.22 c i e).

Observant la geometria en mapa del Grup Areny, destaca:

- $\bullet\,$ un tascó sedimentari brusc
- una flexió anticlinal i una sinclinal, especialment aquesta darrera limita el tascó sedimentari per l'oest, d'eix subparal·lel
- l'aprimament de la sèrie es resol en general mitjançant *onlap* (especialment al tram inferior) i es suggereix un *offlap* a la part superior.

Aquestes característiques recorden especialment els models de propagació lateral episòdica i/o perfil desplaçament/longitud el·lítpic o rectangular. La comparació amb els models numèrics suggereixen que, malgrat no aflorar en superfície, la geometria de la sèrie sintectònica pot reflexar l'existència d'una estructura en profunditat, així com reflexa una disminució brusca del desplaçament en la zona del tascó sedimentari.



Figura 7.22: Comparació entre la modelització numèrica efectuada i l'anticlinal de Sant Corneli – Bóixols. Paràmetres considerats: Geometria diferencial perpendicular (N-S) i longitudinal (E-W); angle de la rampa = 30° ; $D_{max}/L = 0.09$. Anàlisi de la influència de la propagació lateral de l'encavalcament i la distribució del desplaçament sobre l'estructura interna de la sèrie sintectònica.

CAPÍTOL 8

Discussió de resultats i Conclusions

De les tasques realitzades en el decurs d'aquesta Tesi se'n deriven un seguit de resultats, dels quals uns són de caràcter metodològic i els altres estan relacionats amb el coneixement adquirit sobre l'àrea estudiada. Els primers fan referència a la metodologia de reconstrucció 3D aplicada en aquest treball, especialment al conjunt d'aproximacions utilitzades per portar a terme la reconstrucció estructural de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, el mantell de Bóixols i la conca de Tremp. Els segons, que estan intrínsecament associats a la metodologia utilitzada, aporten nous elements per entendre l'estructura i evolució de la zona estudiada i permeten establir analogies amb altres parts dels Pirineus. Els diferents resultats assolits es comenten a continuació.

8.1 Dicussió sobre la metodologia aplicada

La metodologia utilitzada per a la reconstrucció 3D de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, el mantell de Bóixols i la conca de Tremp ha permès generar un model geològic 3D complet i acurat de la zona d'estudi, en funció de la resolució de les dades inicials, mitjançant el qual s'ha pogut:

- 1. Integrar les dades de superfície i les dades de subsòl en un únic model geològic 3D.
- 2. Resoldre satisfactòriament la geometria en detall de l'anticlinal de Sant Corneli Bóixols.
- 3. Combinar en un únic model 3D informació a diferent escala i amb diferent grau de resolució, sense generar incompatibilitats ni incoherències en el model final.
- 4. Validar la utilització de tècniques complementàries durant el procés de reconstrucció 3D, que ajudin tant al propi procés de reconstrucció com a l'anàlisi i rendibilització del model geològic 3D resultant. En aquest cas s'ha utilitzat una tècnica de modelització numèrica, que ha participat en diverses fases del procés i amb diferents objectius: des de fases inicials en les quals s'ha utilitzat per ajudar a definir

el model geomètric, fins en els estadis finals, amb l'anàlisi de paràmetres que poden haver influenciat en l'evolució de l'anticlinal a partir de la comparació amb la seva geometria actual.

Un dels avantatges de la metodologia utilitzada ha estat la seva flexibilitat. En apartats anteriors ja s'ha introduït que la metodologia de reconstrucció 3D d'estructures geològiques en la qual es basa aquesta Tesi no condiciona estrictament el procés de reconstrucció, sinó que aporta un conjunt d'eines i un mètode que cal adequar a les necessitats particulars de cada cas. Per aquest motiu, el flux de treball plantejat en aquesta Tesi és el resultat d'adaptar aquesta base metodològica a les característiques concretes de l'àrea estudiada (accessibilitat, disponibilitat d'informació, tipus de dades de partida, etc.). No obstant, aquest flux de treball es pot aplicar en altres contextos similars, i els resultats obtinguts en aquesta Tesi recolzen la seva efectivitat.

En concret, en les zones amb aflorament extens i una densitat alta de dades (part oriental i nord de l'àrea d'estudi), la metodologia de reconstrucció 3D aplicada ha permès obtenir un model geològic 3D de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols amb molt de detall. Un cop obtingut el model 3D, qualsevol part de l'estructura s'ha pogut analitzar localment i sense necessitat de realitzar operacions específiques (com ara dissenyar i generar un tall geològic en una localitat determinada, per analitzar una possible situació d'interès). Sobre aquest model 3D, que és purament tridimensional, s'han dut a terme diverses operacions per optimitzar la informació aportada pel model geològic, més enllà de les consideracions geomètriques: restitució 3D, càlcul de paràmetres de les superfícies 3D, zonació d'atributs, etc. El fet de construïr un model geològic directament en tres dimensions basat en un model geomètric precís, ha permès minimitzar les simplificacions producte de la projecció de les dades sobre plans bidimensionals, i disminuïr els artefactes o incoherències degudes al procés d'interpolació de les dades. En aquesta primera fase del procés de reconstrucció, les dades de partida tenen un grau elevat de representativitat en el model geològic 3D final, que permet explicar les característiques principals de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, però també resol l'escala local a nivell de la sèrie del Cretaci Superior (dominis d'orientació majoritàriament d'ordre mètric).

Per altra banda, en àrees amb poca densitat d'informació, el model geomètric ha assegurat la coherència de la reconstrucció 3D. Aquest model geomètric, basat en la identificació de les relacions geomètriques principals entre els diferents elements a reconstruïr, s'ha completat amb la utilització d'informació addicional com per exemple provinent de models teòrics. Tot i que la reconstrucció 3D resultant tendeix a ser menys realista (o més ideal) que en situacions amb més densitat d'informació, les restriccions geològiques asseguren una coherència major que en el cas d'utilitzar altres alternatives, com ara la interpolació lineal o bé la interpolació mitjançant algoritmes comercials. En aquest cas el model geològic final ha constituït una solució de compromís entre les dades de partida (majoritàriament informació de subsòl) i les tendències regionals establertes durant la definició del model geomètric (recolzades en major o menor grau per models teòrics).

El model geològic 3D de superfície i el de subsòl s'han combinat en un únic model que ha donat lloc a una de les contribucions més importants d'aquesta Tesi i que es discutirà en detall en el següent apartat: la relació entre l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i el sistema de falles extensives del Cretaci Inferior. No obstant, en la present discussió és pertinent ressaltar que aquesta contribució es deu precisament al fet de que aquesta zona s'ha estudiat en tres dimensions. Gràcies a la reconstrucció 3D s'han pogut detallar les variacions longitudinals de l'anticlinal, que estan relacionades amb la presència del sistema extensiu en profunditat, i que fins a l'actualitat no s'havien resolt satisfactòriament. No és arriscat afirmar que aquestes variacions, que s'han resolt fàcilment com a conseqüència de la metodologia utilitzada, haurien estat molt més difícils de restringir mitjançant una metodologia 2D, com per exemple talls geològics.

Una altra de les contribucions d'aquesta Tesi està directament vinculada a la utilització de la restitució 3D. Malgrat que els mecanismes de restitució més comuns a la pràctica continuen essent 2.5D, com el que s'ha utilitzat en aquesta Tesi, la possibilitat de restituïr una superfície ha constituït el principal avantatge d'aquest procés. En aquest cas, la restitució ha permès construïr un mapa de gruixos per la sèrie del Cretaci Inferior en l'estat no deformat, i també analitzar la geometria deposicional dels cinturons de fàcies de la sèrie postextensiva del Santonià inferior.

Per últim, la modelització numèrica s'ha demostrat com a una bona alternativa per aplicar paral·lelament a la reconstrucció 3D. En els estadis inicials, s'ha utilitzat sobretot per ajudar a restringir/validar la relació entre l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i l'encavalcament de Bóixols, així com per restringir l'evolució cinemàtica de l'estructura. Potseriorment, s'ha aplicat per comprendre millor els paràmetres que han influenciat el desenvolupament de l'anticlinal. En cada un d'aquests estadis, la modelització ha aportat informació de diferent tipus a la reconstrucció 3D i a l'evolució de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, alhora que s'ha nodrit de la pròpia reconstrucció 3D (per exemple per definir alguns paràmetres inicials de modelització). L'agilitat de la metodologia de modelització numèrica ha permès provar alternatives diferents en un lapse relativament curt de temps.

De la comparació entre la utilització dels dos mètodes de reconstrucció 3D basats en la construccio d'una superfície de referència i en la generació de la carcassa de superfícies limitants, se'n desprèn:

- a. L'efectivitat del mètode de la superfície de referència depèn de la possibilitat de tenir una superfície prou representativa de l'estructura que s'està estudiant, i prou ben coneguda/mostrejada. Per contra, en el cas de l'aproximació basada en la construcció de les superfícies limitants, l'esforç en la localització d'aquests límits juntament amb les dades de partida (dades d'orientació i cartografia digital), permeten dur a terme una reconstrucció satisfactòria tot i nuclear el model 3D a partir de superfícies diferents. En aquest darrer cas, la disponibilitat d'un bon model de separacions estratigràfiques és determinant.
- b. La utilització d'una superfície de referència tendeix a acumular més incertesa en allunyar-se de la traça cartogràfica d'aquesta superfície, especialment si no es coneix, en cada domini d'orientació, la potència estratigràfica total entre la superfície de referència i el centroide d'aquest domini.
- c. La construcció a partir de les superfícies limitants és equivalent a la construcció de talls geològics mitjançant dominis de cabussament, ja que l'usuari s'aproxima a una solució a partir de situar els plans limitants entre els dominis adjacents i ajustar la seva orientació i posició segons les dades disponibles. Tot i això, la tercera dimensió fa augmentar considerablement la complexitat d'aquest mètode, sobretot tenint en compte que l'aproximació seguida en aquesta Tesi és essencialment gràfica (calculant i

representant gràficament les superfícies limitants per validar la seva posició/orientació). Per contra, en el cas d'utilitzar una superfície de referència, el procés de reconstrucció és més senzill ja que els elements que cal projectar sobre la superfície de referència són els centroides de cada domini (és a dir, dades puntuals).

d. La construcció de les superfícies limitants afavoreix la integració de les dades de subsòl, ja que facilita la propagació del model geomètric en profunditat (adaptant la resolució dels dominis de cabussament en les àrees de transició entre les dades de superfície i les dades de subsòl). En canvi, en el cas de la superfície de referència, aquesta prolongació del model geomètric depèn de si aquesta superfície es pot identificar també en el subsòl (o bé si es pot relacionar amb una superfície adjacent que actuï com a referència en les dades de subsòl). En els dos casos, la propagació del model de superfície cap al subsòl depèn en bona part del model de separacions estratigràfiques.

Un dels inconvenients principals de la metodologia de reconstrucció 3D utilitzada en aquesta Tesi és la incorporació de noves dades i la redefinició del model geomètric. Tenint en compte que moltes parts del procés es realitzen de manera semimanual, la incorporació de noves dades ha implicat una reedició del model geomètric i del model 3D final, alentint d'aquesta manera el procés de reconstrucció. En aquest sentit, l'esforç per automatitzar algunes parts del procés, com ara la fase de creació dels dominis d'orientació (mitjançant el programa Geocluster), agilitza i millora el procés de reconstrucció. En aquest cas concret, a més, la creació dels dominis d'orientació, necessàriament subjectiva per tal com es duia a terme fins ara, també s'objectivitza (tot i que sempre sota la supervisió de l'usuari), millorant el rendiment del mètode dels dominis d'orientació.

8.2 Estructura i evolució de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i estructures associades

8.2.1 Geometria del sistema de falles extensives del Cretaci Inferior

A la zona d'estudi, la geometria de les falles extensives del Cretaci Inferior s'ha reconstruït a partir de dades de subsòl. En algun cas, la orientació d'aquestes falles s'ha restringit per comparació amb estructures anàlogues que afloren en superfície a la mateixa zona estudiada o en àrees adjacents (GARCÍA-SENZ, 2002; TAVANI *et al.*, acceptat).

A la part oriental de la zona estudiada, a l'est de la Collada del Trumfo, les falles extensives mostren una orientació a grans trets E-W i són de magnitud i desplaçament major. Per contra, a l'oest la seva orientació predominant és més WNW-ESE i en general són de dimensions i salt menors (figura 8.1 a). Entre aquests dos sectors d'orientació i característiques diferents, s'ha interpretat l'existència d'una falla extensiva de primer ordre, la falla de Carreu, d'orientació NNW-SSE, d'extensió i salt kilomètrics i cabussant fortament cap a l'E.

La potència de la sèrie sinextensiva al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols és observable en diversos sondatges al llarg de l'àrea d'estudi (B-1, SC-1, E-1 i T-1), i les variacions espacials d'aquesta potència s'han establert a partir de la informació sísmica (recolzant-se amb les dades de superfície d'aquest treball i de treballs anteriors realitzats en àrees properes, GARCÍA-SENZ, 2002). Les superfícies 3D corresponents a la base de la sèrie postextensiva i al sostre de la sèrie preextensiva (a l'àrea d'estudi representats per la base del Cenomanià superior i el sostre del Juràssic, respectivament) s'han restituït per analitzar la distribució de potència de la sèrie del Cretaci Inferior (figura 8.2). La restitució s'ha portat a terme a MoveTM, per mitjà d'un mecanisme de cisalla flexural (*flexural slip*) per restituïr el sostre de la sèrie sinextensiva a la horitzontal, desplegant el sostre del juràssic de manera passiva. Mitjançant aquest exercici de restitució s'ha pogut confirmar que el sistema de falles extensives del Cretaci Inferior controla la potència de la sèrie del Cretaci Inferior a la zona d'estudi, que disminueix entre el bloc superior i el bloc inferior d'aquestes estructures, tant les que tenen orientació E-W, com les WNW-ESE i com la falla de Carreu, d'orientació NNW-SSE (figura 8.1 **a**). Des d'aquesta darrera falla cap a l'oest, la sèrie sinextensiva disminueix progressivament, aparentment sense canvis bruscos (figura 8.2).

A l'est de la Collada del Trumfo, s'ha interpretat l'existència d'una falla extensiva al sud de la falla principal E-W que limita la conca del Cretaci Inferior (trama discontínua a la figura 8.1 a). Aquesta falla vol respresentar una o més estructures necessàries per explicar les diferències de potència de la sèrie sinextensiva entre el bloc superior i el bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols. En aquest sector (al nord d'Abella de la Conca), al sud de la falla principal i al flanc frontal de l'anticlinal de Bóixols, la potència de la sèrie sinextensiva (Fm. Lluçà) és considerable, i en canvi és pràcticament nula al bloc inferior de l'encavalcament (sondatge SC-1). Aquest tipus d'estructures al marge de la conca extensiva s'han reconegut en superfície en altres zones de l'anticlinal (transversal del Segre, GARCÍA-SENZ, 2002) i permeten resoldre les observacions

fetes en superfície al nord d'Abella de la Conca. Cal esmentar que aquestes estructures no

s'han representat en el model 3D perquè estan reactivades per l'encavalcament de Bóixols i el grau de resolució de les dades de subsòl no permet precisar aquesta relació.

Interpretació

Les diferents orientacions de les falles interpretades i la seva relació amb la potència i el registre de la sèrie sinextensiva, suggereixen que l'àrea d'estudi es troba en una zona de relleu del sistema extensiu principal del Cretaci Inferior, que té un depocentre principal situat a l'ENE de l'àrea estudiada (Organyà) i un altre localitzat al NW (Pont de Suert), figura 8.1 **a**. El límit amb la conca principal d'Organyà correspon per una banda a l'estructura extensiva de Carreu, que controla en bona part la potència de la sèrie entre el seu bloc superior (est) i el seu bloc inferior (oest). A l'est de la Collada del Trumfo, aquest límit tendeix a orientar-se E-W, tal com es pot observar en superfície fora de la zona d'estudi (més a l'est, documentat en treballs anteriors, com el de GARCÍA-SENZ, 2002).

El límit occidental principal de la conca d'Organyà, representat per la falla de Carreu, i el canvi en la orientació de les falles extensives, també coincideix amb la presència en superfície de la familia de falles obliqües que compartimenten el flanc caudal de l'anticlinal de Sant Corneli (falla de Montagut). A més, la orientació d'aquestes estructures obliqües reprodueix a grans trets la geometria del marge del sistema extensiu. Per tant, unes de les principals qüestions a resoldre és l'existència d'una relació entre aquests dos elements.

8.2.2 Control paleogeogràfic del sistema de falles extensives sobre els cinturons de fàcies del Santonià inferior

Una de les contribucions d'aquesta Tesi és la revisió de la subdivisió estratigràfica de la sèrie del Santonià inferior (Mb. Aramunt Vell). Com a exercici de validació de la correlació proposada i de la distribució dels seus cinturons de fàcies, les traces cartogràfiques pertanyents a aquesta unitat s'han restituït conjuntament amb la superfície del sostre del Santonià inferior (sostre del Mb. Aramunt Vell). La restitució s'ha dut a terme en el programa MoveTM, tambe mitjançant el mecanisme de cisalla flexural. Les falles extensives del Cretaci Inferior s'han restituït de manera passiva juntament amb l'horitzó del Santonià Inferior per conservar la posició relativa entre aquests elements (figura 8.3). D'aquesta manera, es pretén comprovar la relació entre els cinturons de fàcies del Mb. Aramunt Vell i la localització del sistema extensiu. Aquest exercici ha permès visualitzar la tendència dels diferents cinturons de fàcies, que a grans trets descriuen una geometria arquejada, còncava cap al NE (figura 8.3).

Interpretació

La superposició dels cinturons de fàcies amb el sistema de falles extensives mostra una coincidència considerable entre les geometries d'aquests dos conjunts d'elements. En particular, les fàcies més profundes del Mb. Aramunt Vell es localitzen a grans trets dins els límits principals de la conca extensiva del Cretaci



Figura 8.1: a: configuració del sistema de falles extensives del Cretaci Inferior. El mapa d'isopaques s'ha calculat sobre les superfícies restituïdes (la base i el sostre de la seqüència sinextensiva del Cretaci Inferior, vegeu detalls al text i a la figura 8.2). Les falles en trama discontínua (al sud de les falles principals E-W) són necessàries per resoldre la diferència de potència entre el bloc superior i el bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols, ja que a la zona de Bóixols al flanc frontal de l'anticlinal encara s'hi acumula una potència considerable de materials sinextensius, que afloren en superfície. **b:** localització i direcció de les estructures compressives del Cretaci Superior superposades a les falles extensives del Cretaci Inferior. bo = anticlinal de Bóixols; sc = anticlinal de Sant Corneli; sf = sinclinal de Santa Fe.



Figura 8.2: Restitució del sostre i la base de la sèrie sinextensiva del Cretaci Inferior **a**: Perspectiva des del NE de les superfícies restituïdes. La base de la sèrie del Cretaci Superior es mostra en to grana (horitzontal i a cota 0). El sostre de la sèrie juràsscia es mostra en to verd (restituïda passivament). **b**: Vista en planta del sostre de la sèrie juràssica, restituïda i colorejada en funció de la potència fins a la base de la sèrie del Cretaci Superior. En negre es mostren les àrees amb absència de dades per al càlcul de potència (prop de les falles normals i en zones on no existeix la superfície de referència per aquest càlcul, és a dir la base de la sèrie del Cretaci Superior).



Inferior. Les fàcies de marge de plataforma, representades pels trams carbonatats amb rudistes i coralls, es localitzen per damunt i a l'exterior de les falles principals i les fàcies més proximals es concentren en la zona més externa (figura 8.3). Aquesta relació geomètrica entre la conca extensiva del Cretaci Inferior i la posició de les fàcies de la sèrie postextensiva del Santonià inferior suggereix que la subsidència durant el període postextensiu va determinar la disposició dels cinturons de fàcies. Així doncs, la màxima subsidència durant la sedimentació de la sèrie postextensiva es va localitzar damunt la conca extensiva principal, condicionant la deposició en aquell sector de les fàcies més profundes d'aquestes unitats a l'àrea d'estudi. Molt probablement aquesta subsidència també va ser afavorida per falles extensives disposades paral·lelament als marges de la conca, que correspondrien a les falles obliqües que compartimenten el flanc caudal de l'anticlinal de Sant Corneli (com la de Montagut i la d'Aramunt), ja que alguns dels canvis laterals de fàcies observats al camp ocórren de forma ràpida i coincidint amb la posició d'aquestes estructures (figura 2.6 del capítol 2). A més, la relació entre l'estratificació i les estries mesurades sobre els plans d'aquestes falles (figura 3.10 del capítol 3) indica que van començar a actuar en un estadi anterior al plegament (o molt inicial), quan les capes del Santonià inferior estaven encara en posició horitzontal.

8.2.3 Geometria del sistema compressiu del Cretaci Superior i relació amb el sistema extensiu

L'estructura de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i de l'encavalcament de Bóixols s'ha reconstruït a partir de la combinació de dades de superfície amb dades de subòl a la part oriental de la zona d'estudi (est del riu Noguera Pallaresa), i essencialment utilitzant dades de subsòl a la part occidental (oest del riu Noguera Pallaresa).

Respecte a la geometria de l'anticlinal, s'han reconegut tres segments de característiques diferents (figura 8.1 b):

El primer d'ells correspon a l'anticlinal de Bóixols, un plec d'orientació E-W i eix subhoritzontal amb un flanc frontal vertical a capgirat, una cresta ampla i un flanc caudal curt que cap a l'oest s'allarga ràpidament.

El segon segment correspon a l'anticlinal de Sant Corneli (a l'est de la Noguera Pallaresa), un plec d'orientació WNW-ESE i eix inclinat a grans trets cap a l'oest, amb un flanc frontal llarg verticalitzat, una cresta arrodonida i relativament ampla i un flanc caudal llarg en comparació amb la cresta. En detall aquest segment de l'anticlinal mostra variacions en la inclinació de l'eix del plec. En la zona de transició amb l'anticlinal de Bóixols, l'eix de l'estructura s'inclina bruscament cap a l'oest afavorint una disminució del relleu estructural del plec, i també canvia de direcció. A més, en aquesta zona l'estructura es troba compartimentada per la família de falles obliqües descrites anteriorment, que al seu torn coincideix amb la posició en profunditat de la falla de Carreu que limita la conca d'Organyà per l'oest. Més cap a l'oest, l'eix de l'anticlinal tendeix a horitzontalitzar-se per inclinar-se sobtadament altra vegada aprop de la Noguera Pallaresa. Allà l'expressió topogràfica de l'estructura es perd i els materials del Santonià inferior perfilen un tancament periclinal, tot i que en subsòl l'estructura continua a l'altra banda de l'embassament de Sant Antoni, per bé que amb unes característiques estructurals molt diferents. El tercer segment correspon a l'anticlinal de Sant Corneli a l'oest del riu Noguera Pallaresa. Allà, el plec té una orientació a grans trets WNW-ESE i els sediments en superfície no reflexen l'existència del plec en profunditat. En comparació amb la riba est de l'embassament de Sant Antoni, destaca que l'anticlinal té molt menys relleu estructural (gairebé 1.5 km menys a la zona de carena a nivell del sostre de la sèrie del Santonià inferior), i en general unes dimensions menors (tant pel que fa a l'amplada de la cresta com a la llargada dels flancs). En canvi, al nord de l'anticlinal, tant els materials del Santonià inferior, els carbonats de la base del Cretaci Superior, com la base i el sostre de la sèrie Juràssica, es troben a la mateixa alçada a banda i banda de la Noguera Pallaresa. Per tant, aquestes diferències, que són tant evidents a l'alçada de l'anticlinal de Sant Corneli, s'atenuen cap al nord. A partir de la informació sísmica també s'ha estimat un deslaçament sobre l'encavalcament de Bóixols que és menor en aquest sector de l'àrea d'estudi en comparació amb el de l'est de la Noguera Pallaresa.

Respecte a l'estructura al nord de l'anticlinal de Sant Corneli, s'han reconegut també diversos sectors (figura 8.1 b):

A l'est de la Noguera Pallaresa, el sinclinal de Santa Fe és el resultat de la combinació de l'acomodació de les capes a la rampa de bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols, i del posterior basculament de les parts septentrionals del mantell de Bóixols per l'emplaçament de les làmines de basament situades al nord (p. ex. làmina de les Nogueres). Per aquest motiu la seva geometria no és la d'un monoclinal simple sinó que correspon a un sinclinal de perfil laxe (figura 8.4 **a**). Aquest sinclinal cap a l'est s'estreny ràpidament i es desplaça cap al sud (figura 8.1 **b**). El desplaçament cap al sud de l'eix del sinclinal ocórre aproximadament en creuar el límit occidental de la conca d'Organyà i coincideix amb la la presència de l'antiforme de Boumort, just al nord.

A l'oest de la Noguera Pallaresa, el sinclinal de Santa Fe és substituït per un conjunt de sinclinals i anticlinals laxes d'orientació E-W que afecten la sèrie del Cretaci Superior preplegament. A més profunditat, els materials del Juràssic si que mostren una geometria similar a la de l'altra banda de la Noguera Pallaresa, que també respon a l'acomodació de les capes a la rampa de bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols i a la flexió del mantell de Bóixols per l'emplaçament de les unitats de basament. Els sinclinals i anticlinals de la sèrie del Cretaci Superior coincideixen amb la presència en profunditat de les falles extensives del Cretaci Inferior, que compartimenten els carbonats del Juràssic.

Interpretació

A grans trets la orientació de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols reprodueix la configuració del sistema de falles extensives del Cretaci Inferior, fet que suggereix que les variacions longitudinals de la seva geometria estan condicionades per aquest sistema extensiu (figura 8.1 b). Així, l'anticlinal de Bóixols té una orientació paral·lela a la de les falles extensives en profunditat del sector est (E-W), de la mateixa manera que el segment de Sant Corneli té una direcció subparal·lela a les falles extensives del sector oest (WNW-ESE). A l'altra banda de la Noguera Pallaresa, per bé que la relació no és tant clara, tant el plec com el sistema de falles extensives tenen una orientació a grans trets WNW-ESE. La zona de transició entre l'anticlinal de Bóixols i el de Sant Corneli coincideix amb la localització en profunditat de la falla extensiva obliqua de Carreu que s'ha interpretat com el límit occidental de la conca d'Organyà (figura 8.1 b). Per tant, la inclinació de l'eix del plec en aquesta zona (i la pèrdua de relleu estructural que l'acompanya) està condicionada per la disminució de la potència de la sèrie del Cretaci Inferior entre els dos blocs d'aquesta estructura extensiva.

Entre les dues ribes de l'embassament de Sant Antoni, els canvis geomètrics del plec en relació a la poca distància que separa les línies sísmiques més properes (en les quals s'observen aquestes diferències), suggereix la presència d'una estructura que faciliti aquest canvi (figura 8.1 b). Tenint en compte el poc espai disponible per realitzar aquesta transició, i que les diferències principals es localitzen a l'anticlinal de Sant Corneli i s'atenuen cap al nord, s'ha interpretat l'existència d'una falla en tisora a l'alçada de la Noguera Pallaresa, de direcció aproximada N-S, subvertical (cabussant uns 80° cap a l'W), que perd desplaçament cap al nord. Altres solucions possibles, com per exemple l'existència d'una rampa obliqua, s'han descartat degut a diversos motius: un d'ells és el fet que l'anticlinal a banda i banda de la Noguera Pallaresa té molt menys relleu estructural, però es troba localitzat aproximadament en la mateixa posició. Així mateix, la terminació de l'encavalcament de Bóixols està a la mateixa posició a banda i banda de l'embassament de Sant Antoni, mentre que la seva línia d'entroncament amb l'encavalcament basal de les làmines de cobertora està més avançada al sector oest (en definitiva, la rampa a l'est de la Noguera Pallaresa és més llarga, però la terminació se situa en posicions equivalents). Un altre dels motius és que en les línies sísmiques d'aquesta zona no s'ha observat cap element que indiqui la presència d'una rampa obliqua i, per tant, si fos així aquesta rampa hauria de ser lateral i tenir un cabussament molt alt, fet que a nivell geomètric produriria uns resultats similars als d'una falla en tisora subvertical com la proposada en aquesta Tesi.

Pel que fa al sinclinal de Santa Fe a l'est de la Noguera Pallaresa, el desplaçament brusc cap al sud de la xarnera del plec i que coincideix a grans trets amb la presència de la falla extensiva de Carreu, es pot relacionar amb l'increment de potència de la sèrie sinextensiva a través d'aquest límit (figures 8.1 i 8.4). Paral-lelament, el sinclinal s'estreny per una combinació d'aquest augment de potència de la sèrie sinextensiva (que a l'acomodar-se a la flexió del mantell de Bóixols pot resultar en que el sinclinal de Santa Fe sigui també més estret) juntament amb la presència de l'antiforme de Boumort al nord. Aquest antiforme, al seu torn, coincideix amb l'existència en profunditat d'un aixecament tant del sostre del basament com de l'encavalcament basal de les làmines de cobertora, que en aquest estudi s'ha resolt per la presència en profunditat d'una falla afectant el basament (falla de Boumort). Per tant, l'antiforme de Boumort estaria relacionat amb la presència d'aquesta falla profunda, influïnt també en la geometria del sinclinal de Santa Fe. Cal recordar que més a cap a l'est, a la transversal del Segre, la potència de la sèrie sinextensiva és igual o major que en el sector de Boumort i, en canvi, allà el sinclinal de Santa Fe no és tant estret com ho és al sud de l'antiforme de Boumort. En qualsevol cas, el desplaçament cap al sud del sinclinal de Santa Fe permet explicar també la disminució de la llargada del flanc caudal de l'anticlinal de Bóixols en aquesta zona.

A la riba oest de la Noguera Pallaresa, on el sinclinal de Santa Fe és substituït per un conjunt d'anticlinals



Figura 8.4: Relació entre la posició del sinclinal de Santa Fe i la potència de la sèrie sinextensiva al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols.

i sinclinals de geometria laxa i orientació general NW-SE, la relació entre la sèrie plegada del Cretaci Superior, la sèrie compartimentada del Juràssic i la localització de les falles extensives, s'ha interpretat com a resultat de la reactivació parcial d'aquestes últimes, tot i que el grau d'incertesa en aquest sector és elevat.

8.2.4 Geometria del Grup Areny i relació amb l'anticlinal de Sant Corneli -Bóixols

A l'àrea estudiada el Grup Areny aflora en molt bones condicions al sud-oest i a l'oest de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols. Cap a l'est, per contra, la part alta del Grup Areny aflora només en una franja estreta al sud de l'anticlinal, i torna a aflorar extensament a la zona de l'anticlinal d'Isona. Al sud-oest i oest de l'anticlinal de Sant Corneli el Grup Areny mostra una expansió estratigràfica acusada i en aquesta zona s'ha pogut estudiar en detall la seva geometria interna i la relació amb l'anticlinal.

S'ha comentat anteriorment que a grans trets aquesta expansió estratigràfica es resol a partir de superfícies d'erosió i *onlap*. En detall, però, la sèrie es pot dividir en trams en funció de la relació geomètrica entre les diferents unitats que l'integren i el patró d'expansió estratigràfica que presenten (figura 8.5).

D'aquesta manera, es reconeix una part inferior, constituïda pel Mb. Puimanyons (i les margocalcàries d'El Call) i la unitat de Sant Roc, caracteritzada per una expansió estratigràfica sobtada a l'oest de la Noguera Pallaresa (on l'olistostroma del Mb. Puimanyons erosiona fortament la sèrie del Santonià superior - Campanià mitjà), mentre que cap a l'est la sèrie presenta una potència pràcticament constant en contacte



Figura 8.5: Cartografia simplificada del Grup Areny al sud-oest i oest de l'anticlinal de Sant Corneli, on es mostren els tres grups en els que s'ha dividit la sèrie en funció de les relacions geomètriques entre les diferents unitats i de la geometria del tascó sedimentari. PUI = Mb. Puimanyons; SR = unitat de Sant Roc; SA = unitat de Salàs; SC = Conjunt de Sistemes Deposicionals (C.S.D.) de Sant Cebrià; FO = C.S.D. de Font d'Orcau; RA = S.D. de Raval; CO = C.S.D. de Castell d'Orcau; NE = C.S.D. de Nerets.

normal sobre la Fm. Herbasavina a nivell de les margocalcàries d'El Call, i erosiu a nivell de la unitat de Sant Roc (figura 8.5). Per damunt, un tram constituït per la unitat de Salàs, el Conjunt de Sistemes Deposicionals (C.S.D.) de Sant Cebrià i el C.S.D. de Font d'Orcau, que tenen una potència a grans trets constant a l'àrea estudiada i formen un tascó sedimentari reduït a l'est de l'embassament, que es resol per *onlap* sobre les unitats subjacents (en aquest cas, la unitat de Salàs mostra una geometria intermedia entre la d'aquests dos grups descrits fins ara). Per damunt, es reconeix un tram format pel Sistema Deposicional de Raval, el C.S.D. de Castell d'Orcau i el C.S.D. de Nerets, que erosiona les unitats inferiors arribant a estar en contacte amb la sèrie preplegament (figura 8.5).

En tot el conjunt, les fàcies proximals es localitzen a l'est i les fàcies distals a l'oest, i a la zona d'estudi la composició dels clastes és majoritàriament carbonatada, indicant un àrea font no emergida. Per contra, fora de l'àrea estudiada, més a l'est (zona de Sallent) la composició dels clastes de les fàcies sinplegament (especialment a la part alta), així com el medi de deposició, indiquen que podria existir un relleu emergit.

Interpretació

La geometria del Grup Areny a la zona d'estudi, en combinació amb les relacions que s'observen a l'anticlinal d'Isona, a l'àrea del Montsec i a la de Sallent, clàssicament s'han utilitzat per explicar la geometria N-S del Grup Areny i la seva relació amb l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols. Ara bé, en concret, la geometria del Grup Areny a l'àrea d'estudi s'ha relacionat també amb l'evolució lateral de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols, especialment per comparació amb la modelització numèrica aplicada.

El tascó sedimentari que s'observa al sud-oest de l'anticlinal de Sant Corneli s'ha associat a una disminució parcial i relativament sobtada del desplaçament de l'encavalcament de Bóixols, confirmant la hipòtesi establerta prèviament a partir de la interpretació sísmica (on el deslaçament als perfils sísmics de l'oest de la Noguera Pallaresa s'ha estimat considerablement menor en comparació amb els de l'est del mateix riu).

La modelització numèrica indica que la presència d'una estructura transversal a la Noguera Pallaresa afavoriria el confinament de la sèrie sintectònica (i la seva expansió sedimentaria) a les parts externes del plec. Aquesta idea ajudaria a explicar l'expansió sobtada de la part baixa del Grup Areny (Mb. Puimanyons, unitat de Sant Roc i, potser, la part baixa de la unitat de Salàs) a l'oest de l'embassament de Sant Antoni.

El tram suprajacent (unitat de Salàs, C.S.D. de Sant Cebrià i C.S.D. de Font d'Orcau) indicaria un canvi de tendència. L'*onlap* successiu sobre les unitats subjacents es pot relacionar amb la taxa d'aixecament tectònic (superior a la taxa de sedimentació). Per contra, el tram superior (S.D. de Raval, C.S.D. de Castell d'Orcau i C.S.D. de Nerets), erosiu respecte les unitats subjacents, indicaria la tendència contraria (taxa de sedimentació superior a la taxa d'aixecament).

8.2.5 Evolució estructural

8.2.5.1 Inici de la deformació a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols: inversió d'estructures prèvies

En aquesta Tesi es proposa que l'inici de la deformació té lloc mitjançant una reactivació de les estructures extensives del Cretaci Inferior durant el Santonià superior (figura 8.6 a). A la zona d'estudi, el reflex d'aquesta fase deformativa és un canvi en la configuració paleogeogràfica de la conca que es deriva en un aprofundiment generalitzat i sobtat, representat per la deposició de la Fm. Herbasavina. A l'àrea d'estudi en superfície s'observa el contacte brusc i lleugerament discordant d'aquesta unitat sobre els dipòsits inferiors, mentre que en subsòl es suggereix un *onlap* d'aquests dipòsits sobre els dos flancs de l'anticlinal (a l'oest de la Noguera Pallaresa). En sectors més distals, al NW, els equivalents laterals d'aquesta unitat (Mb. Mascarell) són dipòsits turbidítics amb evidències de deformació sinsedimentària (p. ex. olistòlits i *slumps*), típics de sediments de peu de talús, i reflexen l'existència d'una àrea font de naturalesa carbonatada a l'est i al nord. En altres parts de l'estructura frontal del mantell de Bóixols (p. ex. transversals dels rius Noguera Ribagorçana i Isàbena), els dipòsits del Santonià sup. - Campanià mostren relacions geomètriques típiques de contextos tectònics actius (expansió sedimentaria brusca, discordances progressives, canvis estratigràfics ràpids, etc.).

Aquesta etapa inicial d'inversió es proposa per explicar diverses observacions realitzades a l'àrea d'estudi, així com observacions realitzades per altres autors en àrees adjacents:

- La inversió de les estructures extensives és patent tot al llarg de la zona estudiada, però especialment rellevant en les falles extensives principals que limiten la conca d'Organyà, així com en les estructures extensives localitzades a l'oest de la Noguera Pallaresa.
- S'ha suggerit que les falles extensives del Cretaci Inferior van arribar a afectar el basament per tal d'acomodar la potència de materials sintextensius existent al seu bloc superior (GARCÍA-SENZ, 2002). Tenint en compte que el basament no es troba involucrat en les parts frontals del mantell de Bóixols, és coherent plantejar l'existència d'una reactivació (almenys parcial) del sistema extensiu prèviament a la propagació cap al sud de l'encavalcament de Bóixols, desenvolupat al bloc inferior de les estructures principals E-W de la conca extensiva. En aquesta tesi no s'ha treballat el paper de les evaporites triàsiques en la configuració del sistema extensiu, tot i que a partir d'estudis previs i de les observacions realitzades en aquest treball i en àrees adjacents, s'han considerat dues alternatives probables que recolzen l'existència d'aquesta fase inicial d'inversió. En un cas extrem que minimitzi la influència de la sèrie triàsica, la recuperació parcial del salt de les falles extensives hauria facilitat el desenvolupament d'evaporites al bloc superior de la falla extensiva principal que durant l'extensió haurien afavorit la distribució la deformació entre el basament i la cobertora, també facilitaria el desenvolupament de l'encavalcament de Bóixols nu aixecament de la regional per recuperar el relleu de la falla extensiva principal afectant el basament (figura 8.7 b).



Figura 8.6: Esquema sintètic de l'evolució de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols a la zona estudiada.



Figura 8.7: Esquemes simplificats de la influència de la sèrie triàsica del keuper sobre la configuració de l'estructura extensiva del Cretaci Inferior. **a:** Minimitzant el paper de les evaporites triàsiques. **b:** Les evaporites determinen la distribució de la deformació entre el basament i la cobertora, facilitant la formació de l'encavalcament de Bóixols des de les etapes inicials de la inversió.

- Una primera etapa de reactivació de les estructures extensives principals permetria explicar la relació lateral entre la Fm. Herbasavina i el Mb. Mascarell, així com les característiques del contacte entre la Fm. Herbasavina i el Mb. Aramunt Vell. Les margues de la Fm. Herbasavina s'haurien dipositat en un medi de plataforma externa i transició al talús, al voltant de les àrees que s'estaven invertint, mentre que les turbidites del Mb. Mascarell correspondrien als dipòsits de peu de talús formats en zones més allunyades del relleu estructural incipient (en un medi deposicional més profund).
- Aquesta primera etapa també permetria explicar la ruptura en la tendència estratigràfica que s'observa a nivell de la base de l'olistostroma del Mb. Puimanyons. La sèrie subjacent (Fm. Herbasavina i Mb. Mascarell) correspondria al registre d'aquesta inversió inicial, que al sector de l'anticlinal de Sant Corneli podria haver estat relativament incipient, tenint en compte que aquest sector correspon a una zona de relleu entre les conques extensives principals del Cretaci Inferior. Per contra, la deposició del Mb. Puimanyons marcaria l'inici de la propagació cap al sud de l'encavalcament de Bóixols.

La geometria actual de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i la superposició d'aquesta geometria a la configuració del sistema extensiu suggereix que aquesta estructura pot haver nucleat en diferents segments, per acabar-se enllaçant en estadis posteriors de la seva evolució (figura 8.6). Aquesta hipòtesi permet explicar també algunes observacions realitzades a l'àrea d'estudi:

• La geometria del sistema extensiu i les diferències de potència de la sèrie sinextensiva al llarg de l'àrea d'estudi s'han considerat relacionades amb el fet que l'àrea d'estudi es troba situada al marge occidental de la conca extensiva d'Organyà. Per tant, és assumible que en aquestes condicions l'inici de la deformació tingui lloc de manera graonada, reaprofitant les discontinuïtats prèvies, i per tant es nucleïn estructures antiformals a banda i banda de les discontinuïtats principals. Això permetria explicar la ràpida transició entre el segment de Bóixols i el segment de Sant Corneli, fet que afavoriria també la seva geometria graonada (en inclinació i també en direcció), i especialment les diferències entre la orientació relativa de cada un d'aquests segments amb les estructures principals del marge de la conca extensiva. Mentre que el segment de Bóixols és subparal·lel al marge meridional de la conca extensiva principal (E-W), el segment de Sant Corneli es desenvolupa subparal·lelament a un conjunt de falles extensives de menor magnitud, i amb una orientació obliqua repecte a l'estructura transversal que limita la conca d'Organyà per l'oest. Per últim, a l'oest de la Noguera Pallaresa l'anticlinal té un eix subparal·lel a la direcció de les falles extensives.

La presència del conjunt de falles obliqües a la transició entre l'anticlinal de Sant Corneli i l'anticlinal de Bóixols, que compartimenten el flanc caudal de l'anticlinal de Sant Corneli, es podrien haver format a les terminacions dels diferents segments anticlinals en els estadis inicials del plegament, per acomodar les diferències de relleu entre els diferents segments i probablement aprofitant les discontinuïtats presents en la seqüència postextensiva. Posteriorment haurien quedat integrades en el plec actual i transportades passivament. Aquest tipus d'estructures s'ha documentat en nombrosos plecs, com per exemple al NW de Borneo (MORLEY, 2007). L'activitat d'aquestes estructures durant el desenvolupament de l'anticlinal i fins i tot en fases tardanes o posteplegament s'ha reconegut a partir dels indicadors cinemàtics mesurats en aquestes falles (vegeu figura 3.10 del capítol 3 i també el treball de TAVANI et al., acceptat per a una discussió més detallada).

8.2.5.2 Progressió de la deformació a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols: desenvolupament de l'encavalcament de Bóixols

Segons el que s'ha comentat anteriorment, es planteja la hipòtesi que la part frontal de l'encavalcament de Bóixols es propaga cap al sud a partir del Campanià mitjà (moment en que es diposita l'olistostroma del Membre Puimanyons), de tal manera que el registre sinorogènic d'aquesta etapa correspon al Grup Areny.

En els primers estadis del desenvolupament de l'estructura frontal de l'encavalcament de Bóixols, aquesta mostraria una segmentació a la zona d'estudi (figura 8.6 b). La geometria de la part baixa del Grup Areny (Mb. Puimanyons i unitat de Sant Roc) suggereix una disminució del desplaçament sobre l'encavalcament de Bóixols a l'est de la Noguera Pallaresa (tal com s'ha reproduït mitjançant la modelització numèrica), que afavoreix aquesta hipotesi. A més, aquesta geometria també suggereix la formació d'una estructura a la Noguera Pallaresa, que s'originaria probablement per acomodar la diferència de desplaçament a banda i banda d'aquest límit. Aquesta estructura a la Noguera Pallaresa permetria explicar també la presència dels encavalcaments a la base del Mb. Puimanyons que s'han observat al sud de la Pobla de Segur, que es poden relacionar amb un escurçament al bloc superior de la falla (figura 8.6 b).

En estadis posteriors, els diferents segments de l'anticlinal s'haurien acabat enllaçant, durant la deposició del segon tram de la sèrie del grup Areny (C.S.D. de Sant Cebrià i Font d'Orcau) (figura 8.6 c). La progradació cap a la conca dels sediments d'aquest període (respecte a les unitats anteriors) i el seu l'*onlap* progressiu implicarien un augment de la taxa d'aixecament tectònic en relació a la taxa de sedimentació, fet que és coherent amb una progressió de la deformació com a resultat de la connexió dels diferents segments de

l'anticlinal. No obstant, la geometria del tascó sedimentari (figura 8.5) continua indicant un desplaçament diferencial a banda i banda de la Noguera Pallaresa, en comparació amb les geometries obtingudes a partir de la modelització numèrica. A partir d'aquí la deformació continuaria progressant, probablement amb una geometria ja molt similar a l'actual (figura 8.6 **d.1** i **d.2**).

Tenint en compte que la modelització numèrica efectuada ha permès establir que el model de deformació que millor s'ajusta a les característiques de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols és un plec de propagació, és coherent pensar que gran part del desplaçament de l'encavalcament es tradueix en un creixement de l'anticlinal. Aquest fet, a més, podria explicar que la posició de l'anticlinal a les dues ribes de l'embassament de Sant Antoni sigui molt similar.

Per últim, la modelització numèrica també ha permès establir una hipòtesi sobre l'evolució de l'encavalcament de Bóixols, suggerint un patró de creixement lateral de tipus episòdic i una distribució lateral del desplaçament que disminueix bruscament prop dels extrems de la falla. Aquestes característiques són coherents amb el context en el qual es desenvolupa aquest anticlinal. Així, les estructures preexistents del Cretaci Inferior que haurien actuat distribuïnt la deformació, probablement haurien condicionat la longitud inicial de les estructures, afavorint que el desplaçament fos relativament homogeni al llarg d'aquestes discontinuïtats preexistents i disminuís ràpidament aprop dels seus extrems. Així mateix, és esperable una propagació lateral de l'encavalcament de tipus episòdica, o més acusada en alguns moments de la seva evolució, com per exemple quan es van connectar els diferents segments de l'anticlinal.

8.3 Conclusions i treballs futurs

La metodologia aplicada en aquesta Tesi s'ha demostrat com una eina vàlida per compendre l'evolució estructural de l'àrea estudiada. D'aquesta manera s'ha descrit la geometria en detall de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i la seva relació amb la geometria del sistema de falles extensives del Cretaci Inferior.

L'àrea estudiada està localitzada al marge de la conca extensiva d'Organyà, en la zona de transferència entre aquest depocentre principal i el depocentre de Pont de Suert, al NW. S'ha interpretat la localitzacio del límit occidental de la conca d'Organyà, representat per una estructura extensiva d'orentació NNW-SSE. La geometria del sistema extensiu ha condicionat la distribució dels cinturons de fàcies de la sèrie postextensiva del Santonià inferior, que ha mimetitzat a grans trets la configuració del marge de la conca del Cretaci Inferior.

Aquesta situació de marge de conca ha condicionat la posició, geometria i evolució de l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols i l'encavalcament de Bóixols. L'encavalcament de Bóixols s'ha desenvolupat al bloc inferior de les estructures principals del sistema extensiu, subparal·lelament a aquestes (sector de Bóixols) i també obliquament (sector de Sant Corneli). La geometria de l'anticlinal de Sant Corneli està determinada en bona part per la orientació de les estructures extensives i per la distribució de la potència dels sediments sinextensius.

L'inici de la deformació a l'anticlinal de Sant Corneli - Bóixols va tenir lloc mitjançant la reactivació de les estructures extensives, amb diferents plecs nucleats a banda i banda de les estructures extensives principals. En aquests estadis inicials s'haurien format estructures obliqües en la terminació dels diferents segments, els exponent més importants dels quals corresponen a la falla de Montagut. Posteriorment, el desenvolupament de l'encavalcament de Bóixols va donar lloc a la formació d'una estructura de transferència a la Noguera Pallaresa, per acomodar la disminució del desplaçament de l'encavalcament de Bóixols i probablement també influenciada per l'existència d'una sèrie potent del Cretaci Inferior a l'est. Més endavant la deformació va progressar i els diferents segments de l'anticlinal es van acabar enllaçant, donant com a resultat la geometria actual.

Treballs futurs

A partir dels resultats obtinguts en aquesta Tesi es plantegen un conjunt d'actuacions necessàries per restringir alguns d'aquests resultats:

- Realitzar una restitució seqüencial del model geològic 3D per validar els diferents estadis proposats per a l'evolució de l'anticlinal de Sant Corneli Bóixols.
- Sobre el model restituït, aplicar una modelització de processos sedimentaris per reproduïr la geometria dels cinturons de fàcies del Santonià inferior.
- Reconstruïr en 3D la geometria interna del Grup Areny a partir de dades de superfície.

• Treballar amb més detall algunes estructures apuntades en aquesta Tesi, com per exemple l'anticlinal d'Isona.

Bibliografia

- APOTRIA, T. i WILKERSON, M. S. (2002): «Seismic expression and kinematics of a fault-related fold termination: Rosario structure, Maracaibo Basin, Venezuela». *Journal of Structural Geology*, volum 24 (4): pàgs. 671–687.
- ARBUÉS, P. (1987): «Projecte de cartografia geològica dels materials del Grup Areny». Institut Cartogràfic de Catalunya.
- (2001): «Geologia del maastrichtià». Dins Pi, E.; Colomer, M.; Solà, J.; Montaner, J.; Florensa, R. M.;
 Saula, E.; Cuevas, J. L.; Mercadé, Ll.; Arbués, P.; Simó, A.; Garcia senz, J.; Caus, E.; Bernaus, J. M.
 i Berástegui, X; Full d'Isona. 290-2-1 (66-23) [document cartogràfic]. escala 1:25000. Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), Servei Geològic de Catalunya (IGC), Barcelona. Sèrie Mapa Geològic de Catalunya 1:25000.
- (2004): «Geologia del maastrichtià». Dins Pi, E.; Samsó, J. M.; Arbués, P.; Cuevas, J. L.; Mercadé, Ll.; Barberà, X.; Corregidor. J.; Escuer, J.; Solà, J.; Montaner, J. i Berástegui, X; Full de Vilamitjana. 290-1-1
 (65-23) [document cartogràfic]. escala 1:25000. Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), Servei Geològic de Catalunya (IGC), Barcelona. Sèrie Mapa Geològic de Catalunya 1:25000.
- ARBUÉS, P.; PI, E. i BERÁSTEGUI, X. (1996): «Relaciones entre la evolución sedimentaria del Grupo de Arén y el cabalgamiento de Bóixols (Campaniense terminal - Maastrichtiense del Pirineo meridionalcentral)». Geogaceta, volum 20 (2): pàgs. 446–449.
- ARDÈVOL, L.; KLIMOWITZ, J.; MALAGÓN, J. i NAGTEGAAL, P. J. C. (2000): «Depositional sequence response to foreland deformation in the Upper Cretaceous of the southern Pyrenees, Spain». AAPG Bulletin, volum 84 (4): pàgs. 566–587.
- AURELL, M. i MELÉNDEZ, G., «Jurassic». Dins «The Geology of Spain», (W. Gibbons i T. Moreno, eds.), Geological Society of London, 2002, pàgs. 221–223.
- BACHMANN, M. i WILLEMS, H. (1996): «High-frequency cycles in the upper Aptian carbonates of the Organyà Basin, NE Spain». *Geologische Rundschau*, volum 85 (3): pàgs. 586–605.

- BAK HANSEN, M.; SHECK-WENDEROTH, M.; HÜBSCHER, C.; LYKKE-ANDERSEN, H.; DEHGHANI, A.; HELL, B. i GAJEWSKI, D. (2007): «Basin evolution of the northeastern German Basin -Insights from a 3D structural model». *Tectonophysics*, volum 437: pàgs. 1–16.
- BEAMUD, E.; GARCÉS, M.; MUÑOZ, J. i CABRERA, L., «Datación de la secuencia de deformación en la zona surpirenaica central. magnetoestratigrafía de la fm. collegats». *Dins* «MAGIBER I: Paleomagnetismo en la Península Ibérica», (M. Calvo; M. Garcés; C. Gomes; J. Larrasoaña; E. Pueyo i J. Villalaín, eds.), 2006.
- BEAMUD, E.; MUÑOZ, J.; FITZGERALD, P.; BALDWIN, S.; GARCÉS, M.; CABRERA, L. i METCALF, J. (en premsa): «Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the south-central pyrenees». *Basin Research*.
- BEAUMONT, C.; MUÑOZ, J.; HAMILTON, J. i FULLSACK, P. (2000): «Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamic models». *Journal* of Geophysical research, volum B105 (4): pàgs. 8121–8145.
- BERGBAUER, S. i POLLARD, D. D. (2003): «How to calculate normal curvatures of sampled geological surfaces». *Journal of Structural Geology*, volum 25: pàgs. 277–289.
- BERNAL, A. i HARDY, S. (2002): «Syn-tectonic sedimentation associated with three-dimensional fault-bend fold structures: a numerical approach». *Journal of Structural Geology*, volum 24 (4): pàgs. 609–635.
- BERNAL, A.; HARDY, S.; GAWTHORPE, R. i FINCH, E. (2004): «Stratigraphic expression of the lateral propagation and growth of isolated fault-related uplifts». *Basin Research*, volum 16 (2): pàgs. 219–233.
- BERÁSTEGUI, X.; GARCÍA-SENZ, J. M. i LOSANTOS, M. (1990): «Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous». Bulletin de la Société Géologique de France, volum 8 (VI 2): pàgs. 251–264.
- BERÁSTEGUI, X.; ROURE, F.; CHOUKROUNE, P.; MUÑOZ, J. A.; VILLIEN, A.; MATHERON, P.; BAREYT, M.; SÉGURET, M.; CAMARA, P. i J., D., «ECORS deep seismic data and balanced cross-sections; geometric constraints to trace the evolution of the Pyrenees». *Dins* «Symposium on the geology of the Pyrenees and Betics; abstracts; dedicated to Prof. J. M. Fontboté», (Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, ed.), 1988, pàg. 88.
- BIRKHOFF, G., Hydrodynamics. Dover, 1955, 186 pags.
- BISTACCHI, A.; MASSIRONI, M.; DAL PIAZ, G.; MONOPOLI, B.; SCHIAVO, A. i TOFFOLON, G. (2008): «3D fold and fault reconstruction with an uncertainty model: An example from an Alpine tunnel case study». *Computers & Geosciences*, volum 34 (4): pàgs. 351–372.
- BLAKEY, R. (2010): «Global paleogeography». [en línia] Disponible a: http://jan.ucc.nau.edu/rcb7/ index.html [consultat Juny 2010].

- BOND, R. M. G. i MCCLAY, K. R., «Inversion of a Lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain». *Dins* «Basin Inversion», volum 88 (J. Buchanan i P. Buchanan, eds.), Geological Society Special Publication, 1995, pàgs. 415–431.
- BOOLER, J. i TUCKER, M. E. (2002): «Distribution and geometry of facies and early diagenesis: the key to accommodation space variation and sequence stratigraphy: Upper Cretaceous Congost carbonate platform, spanish Pyrenees». *Sedimentary Geology*, volum 146 (3-4): pags. 225–247.
- BOYER, S. i ELLIOT, D. (1982): «Thrust systems». AAPG Bulletin, volum 66: pags. 1196–1260.
- BURBANK, D. W.; MCLEAN, J. K.; BULLEN, M.; ABDRAKHMATOV, K. Y. i MILLER, M. M. (1999): «Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan». *Basin Research*, volum 11 (1): pàgs. 75–92.
- BURGMANN, R.; POLLARD, D. D. i MARTEL, S. J. (1994): «Slip distribution on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction». Journal of Structural Geology, volum 16 (12): pàgs. 1675–1690.
- BUSK, H. G., Earth flexures. Cambridge University Press, 1929, 106 pags.
- CALCAGNO, P.; CHILÈS, J.; COURRIOUX, G. i GUILLEN, A. (2008): «Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I. Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, volum 171 (1-4): pags. 147–157.
- CALVET, F.; ANGLADA, E. i SALVANY, J. M., «El Triásico de los Pirineos». *Dins* «Geología de España», (J. A. Vera, ed.), SGE-IGME, 2004, pàgs. 272–274.
- CALVET, F.; SOLÉ DE PORTA, N. i SALVANY, J. M. (1993): «Cronoestratigrafía (palinología) del Triásico surpirenaico y del Pirineo vasco-cantábrico». Acta Geológica Hispánica, volum 28 (4): pàgs. 33–48.
- CARR, J. C.; BEATSON, R. K.; CHERRIE, J.; MITCHELL, T. J.; FRIGHT, W. R.; MCCALLUM, B. C.
 i EVANS, T. R., «Reconstruction and representation of 3D objects with radial basis functions». *Dins*«Computer Graphics (Proc. Siggraph)», ACM, 2001, pags. 67–76.
- CARRERA, N.; MUÑOZ, J. A.; RIVAS, G.; ARBUÉS, P. i MENCOS, J. (2009a): «Geologia del mesozoic i geologia estructural». Dins Picart, J.; Carrera, N.; Solà, J.; Montaner, J., Rivas, G.; Muñoz, J. A.; Serra, L.; Beamud, B., Arbués P.; Mencos, J. and Perea, H.; Full de Tremp. 252-1-2 (65-22) [document cartogràfic]. escala 1:25000. Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), Servei Geològic de Catalunya (IGC), Barcelona. Sèrie Mapa Geològic de Catalunya 1:25000. Geotreball 1.
- CARRERA, N.; MUÑOZ, J. A. i ROCA, E. (2009b): «3D reconstruction of geological surfaces by the equivalent dip-domain method: An example from field data of the Cerro Bayo Anticline (Cordillera Oriental, NW Argentine Andes)». Journal of Structural Geology, volum 31 (12): pàgs. 1573 1585.

- CAUMON, G. (2010): «Towards stochastic time-varying geological modeling». *Mathematical Geoscience*, volum 42: pàgs. 555–569.
- CAUMON, G.; ANTOINE, C. i TERTOIS, A.-L., «Building 3D geological surfaces from field data using implicit surfaces». *Dins* «27th GOCAD meeting», Nancy, 2007.
- CAUMON, G.; CLÉMENT, J.; RIFFAULT, D. i CHRISTOPHE, A., «Modeling of geological structures accounting for structural constraints: faults, fold axes and dip domains». *Dins* «29th GOCAD meeting», Nancy, 2009.
- CAUS, E.; GÓMEZ-GARRIDO, A.; SIMÓ, A. i SORIANO, K. (1993): «Cenomanian-Turonian platform to basin integrated stratigraphy in the south Pyrenees (Spain)». *Cretaceous research*, volum 14 (4-5): pàgs. 531–551.
- COWAN, E. J.; BEATSON, R. K.; ROSS, H. J.; FRIGHT, W. R.; MCLENNAN, T. J.; EVANS, T. R.; CARR, J. C.; LANE, R. G.; BRIGHT, D. V.; GILLMAN, A. J.; OSHUST, P. A. i TITLEY, M., «Practical implicit geological modeling». *Dins* «Proc. 5th International Mining Conference», (S. Dominy, ed.), Australian Institute of Mining and Metallurgy, Melbourne, 2003, pàgs. 89–99.
- COWIE, P. A. i SCHOLZ, C. H. (1992*a*): «Displacement-length scaling relationship for faults: data synthesis and discussion». *Journal of Structural Geology*, volum 14 (10): pags. 1149–1156.
- (1992b): «Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model». Journal of Structural Geology, volum 14 (10): pàgs. 1133–1148.
- CRUDEN, D. M. i CHARLESWORTH, H. A. K. (1976): «Errors in strike and dip measurements». GSA Bulletin, volum 87: pàgs. 977–980.
- CUEVAS, J. L. (1992): «Estratigrafía del "Garumniense" de la Conca de Tremp. Prepirineo de Lérida». Acta Geológica Hispánica, volum 27 (1-2): pàgs. 95–108.
- DERAMOND, J.; SOUQUET, P.; FONDECAVE-WALLEZ, M. J. i SPECHT, M., «Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain)». *Dins* «Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy», , volum 71 (G. D. Williams i A. Dobb, eds.), Geological Society Special Publication, 1993, pàgs. 193–219.
- DE DONATIS, M. (2001): «Three-dimensional visualization of the Neogene structures of an external sector of the northern Apennines, Italy». AAPG Bulletin, volum 85 (3): pags. 419–431.
- ERSLEV, E. A. (1991): «Trishear fault-propagation folding». Geology, volum 19: pàgs. 617–620.
- FARRAN, M. (2006): «IMAGE2SEGY version 2.2». [en línia] Disponible a: http://www.icm.csic.es/geo/ gma/graf2segy.html[consultat Gener 2006].
- FELTRIN, L.; MCLELLAN, J. G. i OLIVER, N. H. S. (2009): «Modelling the giant, Zn-Pb-Ag Century deposit, Queensland, Australia». Computers & Geosciences, volum 35 (1): pags. 108–133.

- FERNÁNDEZ, O. (2004): Reconstruction of geological surfaces in 3D. An example from the southern Pyrenees. Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona.
- (2005): «Obtaining a best fitting plane through 3D georeferenced data». Journal of structural geology, volum 27: pàgs. 855–858.
- FERNÁNDEZ, O.; MUÑOZ, J. A.; ARBUÉS, P.; FALIVENE, O. i MARZO, M. (2004): «3D reconstruction of geological surfaces: an example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain).» AAPG Bulletin, volum 88 (8): pàgs. 1049–1068.
- FERRER, O.; JACKSON, M.; ROCA, E. i RUBINAT, M., «Evolution of salt structures during extension and inversion of the Offshore Parentis Basin (Eastern Bay of Biscay)». *Dins* «Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity», Special Publications of The Geological Society of London, acceptat.
- FONDECAVE-WALLEZ, M. J.; SOUQUET, P. i GOUDINARD, Y. (1989): «Enregistrement sédimentaire de l'eustatisme et de la tectonique dans la série turbiditique du Crétace des Pyrénées centro-méridionales (Groupe de Vallcarga, n. gr., Espagne)». Comptes Rendus de l'Académie des sciences de Paris, volum 308 (II): pàgs. 1011–1016.
- FRANK, T.; TERTOIS, A.-L. i MALLET, J.-L. (2007): «3D-reconstruction of complex geological interfaces from irregularly distributed and noisy point data». *Computers & Geosciences*, volum 33 (7): pags. 932–943.
- GALERA, C.; BENNIS, C.; MORETTI, I. i MALLET, J.-L. (2003): «Construction of coherent 3D geological blocks». Computers & Geosciences, volum 29 (8): pàgs. 971–984.
- GALLEMÍ, J.; MARTÍNEZ, R. i PONS, J. M. (1982): «Unidades del Cretácico Superior en los alrededores de Sant Corneli (prov. de Lleida)». *Cuadernos de Geología Ibérica*, volum 8: pàgs. 935–948.
- (1983): «Coniacian Maastrichtian of the Tremp Area (south central Pyrenees)». *Newsletter Stratigraphy*, volum 12 (1): pàgs. 1–17.
- GARCÍA-SENZ, J. M. (2002): Cuencas extensivas del Cretácico Inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión. Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona.
- GARRIDO MEGÍAS, A. (1973): Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida). Tesi Doctoral, Universidad de Granada.
- GHIBAUDO, G.; MORELLI, E.; MUTTI, E.; OBRADOR, A.; PONS, J.; RAMASCO, M. i ROSELL, J. (1973): «Osservazioni sedimentologiche preliminari sulle Arenarie di Arén (Cretacico superiore) tra Isona e il Rio Noguera Ribagorzana (Prepirenei spagnoli)». Bollettino della Società geologica italiana, volum 92 (3): pàgs. 529–540.
- GILI, E. (1992): «Paleoecological significance of rudist constructions: a case study from les Collades de Basturs (Upper Cretaceous, South Central Pyrenees)». *Geologica Romana*, volum 28: pàgs. 319–325.

- GILI, E.; MASSE, J.-P. i SKELTON, P. W. (1995): «Rudists as gregarious sediment-dwellers, not reefbuilders, on Cretaceous carbonate platforms». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, volum 118 (3-4): pàgs. 245 – 267.
- GILI, E.; VICENS, E.; OBRADOR, A.; SKELTON, P. W. i LOPEZ, G. (1994): «Sequence stratigraphy of the upper Sant Corneli Platform (Santonian), southern central Pyrenees». *Géologie Méditerranéene*, volum XXI (3-4): pàgs. 73–76.
- GILL, W. D. (1953): «Construction of geological sections of folds with steeplimb attenuation». AAPG Bulletin, volum 37 (10): pàgs. 2389–2406.
- GILLESPIE, P. A.; WALSH, J. J. i WATTERSON, J. (1992): «Limitations of dimension and displacement data from single faults and the consequences for data analysis and interpretation». *Journal of Structural Geology*, volum 14 (10): pàgs. 1157–1172.
- GÓMEZ-GARRIDO, A. (1987): Foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior surpirenaico. Tesi Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, Departament de Geologia.
- GROSHONG, R. H. J., 3D structural geology: A practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. Springer-Verlag, 2006, 400 pàgs.
- HARDY, S. (1995): «Short note: A method for quantifying the kinematics of fault-bend folding». Journal of Structural Geology, volum 17 (12): pàgs. 1785–1788.
- (1997): «A velocity description of constant-thickness fault-propagation folding». Journal of Structural Geology, volum 19 (6): pàgs. 893–896.
- HARDY, S. i FINCH, E. (2006): «Discrete element modelling of the influence of cover strength on basementinvolved fault-propagation folding». *Tectonophysics*, volum 415 (1-4): pàgs. 225–238.
- HARDY, S. i FORD, M. (1997): «Numerical modelling of trishear fault-propagation folding». *Tectonics*, volum 16 (5): pàgs. 841–854.
- HARDY, S. i POBLET, J. (1995): «Geometric and numerical modelling of progressive limb rotation in detachment folds». *Geology*, volum 22: pàgs. 371–374.
- HENNINGS, P. H.; OLSON, J. E. i THOMPSON, L. B. (2000): «Combining outcrop data and threedimensional structural models to characterize fractured reservoirs: an example from Wyoming». AAPG Bulletin, volum 84 (6): pàgs. 830–849.
- HOWARD, A. S.; HATTON, B.; REITSMA, F. i LAWRIE, K. I. G. (2009): «Developing a geoscience knowledge framework for a national geological survey organisation». *Computers & Geosciences*, volum 35 (4): pags. 820–835.

- HUSSON, L. i MUGNIER, J.-L. (2003): «Three-dimensional horizon reconstruction from outcrop structural data, restoration, and strain field of the Baisahi anticline, western Nepal». *Journal of Structural Geology*, volum 25 (1): pàgs. 79–90.
- JACKSON, J.; NORRIS, R. i YOUNGSON, J. (1996): «The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns». *Journal of Structural Geology*, volum 18 (2-3): pàgs. 217–234.
- JONES, R. R.; MCCAFFREY, K. J. W.; CLEGG, P.; WILSON, R. W.; HOLLIMAN, N. S.; HOLDSWORTH, R. E.; IMBER, J. i WAGGOTT, S. (2009): «Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualisation of multi-scale geological models». *Computers & Geosciences*, volum 35 (1): pags. 4–18.
- KAUFMANN, O. i MARTIN, T. (2009): «Reprint of "3D geological modelling from boreholes, cross-sections and geological maps, application over former natural gas storages in coal mines" [comput. geosci. 34 (2008) 278-290]». Computers & Geosciences, volum 35 (1): pàgs. 70–82.
- DE KEMP, E. A. (2000): «3-D visualization of structural field data: examples from the Archean Caopatina Formation, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada». Computers & Geosciences, volum 26 (5): pàgs. 509–530.
- (2003): «Interpretive tool for 3-D structural modeling part I: Bézier-based curves, ribbons and grip frames». Geoinformatica, volum 7 (1): pàgs. 55–71.
- KIM, Y.-S. i SANDERSON, D. J. (2005): «The relationship between displacement and length of faults: a review». Earth-Science Reviews, volum 68 (3-4): pàgs. 317–334.
- KLIMOWITZ, J. i TORRESCUSA, S., «Nota sobre la estratigrafía y facies de la série triásica en el Alóctono Surpirenaico». *Dins* «Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante: Nuevas aportaciones y guía de superficie», (F. Ortí i J. M. Salvany, eds.), ENRESA. Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Universitat de Barcelona, 1990, pàgs. 29–33.
- LANAJA, J. M., Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1987.
- LIEBAU, A., «El Maastrichtiense lagunar ("Garumniense") de Isona». Dins «XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología; Zona Pirenaica», ADARO, Madrid, 1973, pàgs. 87–112.
- MACDONALD, A. i TOLLESFRUD, J. I. (2008): «3D reservoir uncertainty modelling workflows, products & benefits». Roxar (Help Manual), 16 pàgs. Setembre 2008.
- MAERTEN, L.; POLLARD, D. D. i MAERTEN, F. (2001): «Digital mapping of three-dimensional structures of the Chimney Rock fault system, central Utah». *Journal of Structural Geology*, volum 23 (4): pags. 585–592.

- MALLET, J. L. (1989): «Discrete smooth interpolation». ACM Transactions on Graphics, volum 8 (2): pàgs. 121–144.
- MANDUJANO, J. J. i KEPPIE, J. D. (2006): «Cylindrical and conical fold geometries in the Cantarell structure, southern Gulf of Mexico: Implications for hydrocarbon exploration». *Journal of Petroleum Geology*, volum 29 (3): pàgs. 215–226.
- MARRETT, R. i ALLMENDINGER, R. W. (1991): «Estimates of strain due to brittle faulting: sampling of fault populations». *Journal of Structural Geology*, volum 13 (6): pags. 735–738.
- MARTINEZ, A. (2009): *High resolution schemes for conservation laws with source terms.* Tesi Doctoral, Universitat de València.
- MARTÍNEZ, R. (1982): Ammonoideos cretácicos del Prepirineo de la provincia de Lleida. Tesi Doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, Departament de Geologia.
- MCCLAY, K. E., Thrust tectonics. Chapman & Hall, 1992, 447 pàgs.
- MEDWEDEFF, D., «Geometry and kinematics of an active, laterally propagating wedge thrust, Wheeler Ridge, California». *Dins* «Structural geology of fold and thrust belts», (S. Mitra i G. W. Fisher, eds.), Johns Hopkins University Press, Baltimore, 1992, pàgs. 3–28.
- MERCEDES, R. (2005): «Ammonites e inocerámidos del Santoniense-Campaniense del Bco. de la Podega (Cuenca de Tremp, Pirineos surcentrales): estudio paleontológico y bioestratigráfico». DEA. Universitat Autònoma de Barcelona, Departament de Geologia.
- MEY, J. J. A.; NAGTEGAAL, P. J. C.; ROBERTI, K. J. i HARTEVELT, J. J. A. (1968): «Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain.» Leidse Geologische Mededelingen, volum 41: p\u00e4gs. 221-228.
- MITRA, S. (1986): «Duplex structures and imbricate thrust systems; geometry, structural position, and hydrocarbon potential». *AAPG Bulletin*, volum 70 (9): pags. 1087–1112.
- (2002): «Structural models of faulted detachment folds». AAPG Bulletin, volum 86 (9): pàgs. 1673–1694.
- MORLEY, C. K. (2007): «Development of crestal normal faults associated with deepwater fold growth». Journal of Structural Geology, volum 29: pàgs. 1148–1163.
- MUELLER, K. i TALLING, P. (1997): «Geomorphic evidence for tear faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California». *Journal of Structural Geology*, volum 19 (3-4): pàgs. 397–411.
- MUÑOZ, J. A., «Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section». Dins «Thrust Tectonics», (K. R. McClay, ed.), Chapman & Hall, 1992, pàgs. 235–246.
- -, «Alpine tectonics I, the Pyrenees». Dins «Geology of Spain», (W. Gibbons i T. Moreno, eds.), 2002.

- —, Atles geològic de Catalunya, capítol Les fàcies Garumna i el límit K/T. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona, 2010, 1^a edició edició, pàgs. 102–104.
- MUÑOZ, J. A.; CARRERA, N.; ; MENCOS, J.; BEAMUD, B.; PEREA, H.; ARBUÉS, P.; RIVAS, G.; BAUSÀ,
 J. i GARCIA-SENZ, J. (2010): «Cartografia geològica del substrat prequaternari». Dins Full d'Aramunt.
 252-2-2 (66-22) [document cartogràfic]. escala 1:25000. Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), Servei
 Geològic de Catalunya (IGC), Barcelona. Sèrie Mapa Geològic de Catalunya 1:25000. Geotreball 1.
- MUÑOZ, J. A.; GARCÍA SENZ, J.; FERNÁNDEZ, O.; ARBUÉS, P.; MARZO, E. i ROCA, E. (2000): «Estructura geológica y estratigrafía de la Cuenca de Graus (Pirineo Central). Estado actual del conocimiento y sistemas de hidrocarburos». Informe intern per a REPSOL-YPF. 45 pàgs.
- MUTTI, E. i RICCI LUCCHI, F. (1972): «Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies». *Memorie Societá Geologica Italiana*, volum 11: pàgs. 161–199.
- MUTTI, E. i SGAVETTI, M. (1987): «Sequence stratigraphy of the upper Cretaceous Arén strata in the Orcau-Arén region, south-central Pyrenees, Spain: Distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences». Anali dell'Università de Ferrara (Sezione: Scienze della Terra), volum 1 (1): pàgs. 1–22.
- MYNATT, I.; BERGBAUER, S. i POLLARD, D. D. (2007): «Using differential geometry to describe 3-D folds». Journal of Structural Geology, volum 29: pàgs. 1256–1266.
- NAGTEGAAL, P. J. C. (1972): «Depositional history and clay minerals of the Upper Cretaceous basin in the south-central Pyrenees, Spain». *Leidse Geologische Mededelingen*, volum 47 (2): pàgs. 251–275.
- PATON, D.; CARR, M.; TRUDGILL, B.; H., O. i MEDWEDEFF, D. A. (2007): «Alpine-scale 3D geospatial modeling: Applying new techniques to old problems». *Geosphere*, volum 3 (6): pags. 527–549.
- PEACOCK, D. C. P. i SANDERSON, D. J. (1996): «Effects of propagation rate on displacement variations along faults». *Journal of Structural Geology*, volum 18 (2-3): pàgs. 311–320.
- PEYBERNÉS, B. (): Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles: entre la Garonne et la Méditerranée. Tesi Doctoral, Sciences Naturelles, Université Paul-Sabatier, Toulouse, Imp.C.R.D.P.
- PI, E.; BADIA, R.; SAMSÓ, J. M.; ARBUÉS, P. A.; CAUS, E.; CUEVAS, J. L.; BARBERÀ, X.; CORREGIDOR, J.; FLORENSA, R. M.; SAULA, E.; SOLÀ, J. i MONTANER, J. (2002): «Sant Salvador de Toló 290-2-2 (66-24)». [document cartogràfic]. escala 1:25000. Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), Servei Geològic de Catalunya (IGC), Barcelona. Sèrie Mapa Geològic de Catalunya 1:25000. Geotreball 1.
- POMAR, L.; GILI, E.; OBRADOR, A. i WARD, W. C. (2005): «Facies architecture and high-resolution sequence stratigraphy of an Upper Cretaceous platform margin succession, southern central Pyrenees, Spain». Sedimentary Geology, volum 175: pàgs. 339–365.

- RAIDER, M. H., The geological interpretation of well logs. Revised edition. Whittles Publishing, 1991, 175 pàgs.
- RAMSAY, J. G., Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, 1967, 560 pags.
- ROCA, E. (2001): «Oligocene, iberia and western mediterranean». G. Stampfli; G. Borel; W. Cavazza; J. Mosar i P.A. Ziegler (eds.); Dins The Paleotectonic Atlas of the PeriTethyan Domain; [CDrom].
- ROSELL, J. (1967): «Estudio geològico del sector del Pirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (Prov. de Lérida)». *Pirineos*, volum 21: pàgs. 9–214.
- ROSELL, J.; LINARES, R. i LLOMPART, C. (2001): «El Garumniense prepirenaico». Revista de la Sociedad Geológica de España, volum 14 (1-2): pàgs. 47–56.
- ROWAN, M. G. (1997): «Three-dimensional geometry and evolution of a segmented detachment fold, Mississippi Fan foldbelt, Gulf of Mexico». *Journal of Structural Geology*, volum 19 (3-4): pàgs. 463–480.
- ROWAN, M. G. i LINARES, R. (2000): «Fold-evolution matrices and axial-surface analysis of fault-bend folds: Application to the Medina Anticline, Eastern Cordillera, Colombia». AAPG Bulletin, volum 84 (6): pàgs. 741–764.
- SALVANY, J. M. i BASTIDA, J. (2004): «Análisis litoestratigráfico del Keuper surpirenaico central». Revista de la Sociedad Geológica de España, volum 17 (1-2): pàgs. 3–26.
- SANDERS, D. i PONS, J. M. (2001): «Stratigraphic architecture of a Santonian mixed siliciclastic-carbonate succession (catalonian Pyrenees, Spain)». *Facies*, volum 44: pàgs. 105–136.
- SCHULTZ, R. A. i FOSSEN, H. (2002): «Displacement-length scaling in three dimensions: the importance of aspect ratio and application to deformation bands». *Journal of Structural Geology*, volum 24 (9): pags. 1389–1411.
- SERRA, O., Fundamentals of well-log interpretation. Elsevier Science Publishers B. V., 1984, 423 pàgs.
- SGAVETTI, M. (1992): «Criteria for stratigraphic correlation using aerial photographs: examples from the south-central Pyrenees, Spain». AAPG Bulletin, volum 76: pags. 708–730.
- —, «Photostratigraphic characteristics of sequence stratigraphic features and patterns: Upper Cretaceous and Eocene strata of the south-central Pyrenees, Spain». *Dins* «Siliciclastic sequence stratigraphy —recent developments and applications», , volum 58 (P. Weimer i H. W. Posamentier, eds.), AAPG Memoir, 2002, pàgs. 411–447.
- SHACKLETON, J. R. i COOKE, M. L. (2007): «Is plane strain a valid assumption in non-cylindrical faultcored folds?» Journal of Structural Geology, volum 29: pàgs. 1229–1240.
- SIMÓ, A. (1985): Secuencias deposicionales del Cretácico Superior de la unidad del Montsec (Pirineo central). Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona.

- (1986): «Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, south-central Pyrenees (Spain)». *Tectonophysics*, volum 129: pàgs. 205–231.
- —, «Upper Cretaceous platform-to-basin depositional-sequence development, Tremp Basin, south-central Pyrenees, Spain». *Dins* «Controls on carbonate platform and basin development», , volum 44 (P. D. Crevello; J. J. Wilson; J. F. Sarg i J. F. Read, eds.), Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1989, pàgs. 365–378.
- SKELTON, P. W.; GILI, E.; VICENS, E. i OBRADOR, A. (1995): «The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern central Pyrenees». *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, volum 119 (1-2): pàgs. 107–126.
- SKELTON, P. W.; GILI, E.; VICENS, E.; OBRADOR, A. i LÓPEZ, G. (2003): «Revised lithostratigraphy of the upper Cretaceous (Santonian) carbonate platform succession on the northern flank of Sant Corneli, southern central Pyrenees». *Journal of Iberian Geology*, volum 29: pàgs. 73–87.
- SNIDERO, M.; AMILIBIA, A.; MUÑOZ, J. A. i BLANC, E. J. P. (acceptat): «3D Reconstruction of geological structures based on remote sensing data: example from Anaran anticline, Lurestan province, Zagros fold and thrust belt, Iran». Journal of the Geological Society of London.
- SOUQUET, P. (1967): Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. Tesi Doctoral, Scienses Naturelles, Toulouse.
- (1984): «Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées». Strata, volum 1.
- (1988): «Evolución del margen noribérico en los Pirineos durante el Mesozoico». Revista de la Sociedad Geológica de España, volum 1 (3-4): pàgs. 349–356.
- SOUQUET, P. i PEYBERNÈS, B. (1991): «Stratigraphie séquentielle du cycle albien dans les pyrénées francoespagnoles». Bulletin des Centre de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine, volum 15: pàgs. 195–213.
- SPRAGUE, K. B. i DE KEMP, E. A. (2005): «Interpretive tool for 3-D structural geological modelling part II: Surface design from sparce spatial data». *Geoinformatica*, volum 9 (1): pàgs. 5–32.
- STEWART, R. R.; HUDDLESTON, P. D. i KONG KAN, T. (1984): «Seismic versus sonic velocities: A vertical seismic profiling study». *Geophysics*, volum 49 (8): pàgs. 1153–1168.
- SUPPE, J. (1983): «Geometry and kinematics of fault-bend folding». American Journal of Science, volum 283: pàgs. 684–721.
- -, Principles of structural geology. Prentice-Hall, 1985, 537 pags.
- SUPPE, J. i MEDWEDEFF, A. (1990): «Geometry and kinematics of fault-propagation folding». Eclogae Geologicae Helvetiae, volum 83 (3): pàgs. 409–454.
- SUSINI, S. i DE DONATIS, M. (2009): «3D model of a sector of the south Scotia Ridge (Antarctica)». Computers & Geosciences, volum 35 (1): pàgs. 83–91.
- TAVANI, S.; BAUSA, J.; MENCOS, J. i MUÑOZ, J. A. (acceptat): «Folding-related non-fracturing in the Sant Corneli oblique inversion anticline (Spanish Pyrenees)». *Journal of Structural Geology*.
- TEIXELL, A. (1996): «The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries». Journal of the Geological Society of London, volum 153: pàgs. 301–310.
- TEIXELL, A. i MUÑOZ, J. A. (2000): «Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorzana». Revista de la Sociedad Geológica de España, volum 13 (2): pàgs. 251–264.
- TONINI, A.; GUASTALDI, E. i MECCHERI, M. (2009): «Three-dimensional reconstruction of the Carrara Syncline (Apuane Alps, Italy): An approach to reconstruct and control a geological model using only field survey data». Computers & Geosciences, volum 35 (1): pàgs. 33–48.
- VERGÉS, J. (1993): Estudi tectònic de la vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica 3D. Tesi Doctoral, Universitat de Barcelona.
- VERRALL, P. (1981): «Structural interpretation with applications to North Sea problems». Course Notes n° 3, JAPEC (UK).
- LE CARLIER DE VESLUD, C.; CUNEY, M.; LORILLEUX, G.; ROYER, J.-J. i JÉBRAK, M. (2009): «3D modeling of uranium-bearing solution-collapse breccias in proterozoic sandstones (Athabasca Basin, Canada)– metallogenic interpretations». *Computers & Geosciences*, volum 35 (1): pàgs. 92–107.
- VICENS, E.; G., L. i OBRADOR, A. (1998): «Facies succession, biostratigraphy and rudist faunas of Coniacian to Santonian platform deposits in the Sant Corneli Anticline (southern central Pyrenees)». *Geobios*, volum 22: pàgs. 403–427.
- VILARDELL, O. i GILI, E. (2003): «Quantitative study of a hippuritid rudist lithosome in a Santonian carbonate platform in the southern central Pyrenees». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, volum 200 (1-4): pàgs. 31–41.
- WALSH, J. J. i WATTERSON, J. (1988): «Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults». *Journal of Structural Geology*, volum 10 (3): pags. 239–247.
- WALTHAM, D. (1992): «Mathematical modelling of sedimentary basin processes». Marine and Petroleum Geology, volum 9: pàgs. 265–273.
- WALTHAM, D. i HARDY, S. (1995): «The velocity description of deformation. Paper 1: Theory». Marine and Petroleum Geology, volum 12 (2): pàgs. 153–163.
- WATTERSON, J.; WALSH, J. J.; GILLESPIE, P. A. i EATON, S. (1996): «Scaling systematics of fault sizes on a large-scale range fault map». *Journal of Structural Geology*, volum 18: pags. 199–214.

- WATTERSON, J. J. (1986): «Fault dimensions, displacements and growth». Pure and Applied Geophysics, volum 124 (1/2): pags. 365–373.
- WERNICKE, B. i BURCHFIELD, B. C. (1982): «Modes of extensional tectonics». Journal of Structural Geology, volum 4 (2): pàgs. 105–115.
- WILKERSON, S. M.; MEDWEDEFF, D. A. i MARSHAK, S. (1991): «Geometrical modeling of fault-related folds: a pseudo-three-dimensional approach». *Journal of Structural Geology*, volum 13 (7): pàgs. 801–812.
- WILLACY, C.; WALTHAM, D. i MCCLAY, K. (1995): «Velocity description of deformation. Paper 3: The effects of temperature dependent rheology on extensional basin architecture». *Marine and Petroleum Ge*ology, volum 12 (5): pàgs. 477–490.
- WITHJACK, M. O. i CALLAWAY, S. (2000): «Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence». *AAPG Bulletin*, volum 84 (5): pags. 627–651.
- WOODCOCK, N. H. (1977): «Specification of fabric shapes using an eigenvalue method». GSA Bulletin, volum 88: pàgs. 1231–1236.
- WYCISK, P.; HUBERT, T.; GOSSEL, W. i NEUMANN, C. (2009): «High-resolution 3D spatial modelling of complex geological structures for an environmental risk assessment of abundant mining and industrial megasites». *Computers & Geosciences*, volum 35 (1): pags. 165–182.
- ZANCHI, A.; DONATIS, M. D.; GIBBS, A. i MALLET, J.-L. (2009a): «Imaging geology in 3d». Computers & Geosciences, volum 35 (1): pàgs. 1–3.
- ZANCHI, A.; SALVI, F.; ZANCHETTA, S.; STERLACCHINI, S. i GUERRA, G. (2009b): «3D reconstruction of complex geological bodies: Examples from the Alps». *Computers & Geosciences*, volum 35 (1): pags. 49–69.
- ZIEGLER, P., Evolution of the Arctic North Atlantic and the Western Tethys. AAPG Memoir 43, Tulsa, 1988, 198 pàgs.

APÈNDIX A

Cartografia geològica de detall



Figura A.1 Cartografia geològica de detall de l'àrea estudiada



apèndix B

Dades de subsòl

B.1 Taules amb informació addicional de sísmica i sondatges

 $^{^1 {\}rm Sigles}$ a la Taula B.1: VR Velocitat de reemplaçament, PT punts de tir, ap apilament, mg migració

²Sigles a la Taula B.2: CR columna litològica resumida, CL: columna litològica detallada, IG: informe geològic final, DC(*dipmeter*): diagrafía de cabussaments, N: neutrons, GR: Raigs gamma, R: resistivitat, PE: potencial espontani, LL(*laterolog*): R-PE, DA: diagrafía acústica, T: Tensió, IP: informe de perforació, IPL: informe paleontològic, IE: informe estratigràfic, AP: aigües de producció, IGQ: informe geoquímic, LLP: llots producció, DD: Diagrafía de desviació, MLL(*micorlaterolog*): microresistivitat - PE, IEL: diagrafía electrica d'inducció (conductivitat - R), DMC: diagrafía de microcalibratge, DM: Diagrafía mixta, VEL: anàlisi de velocitats, CDFL: diagrafía de densitats

		General		Configuració Processa		cessat	Enregistrament								
Perfil	$\mathbf{Empresa}$	Campanya	Any	Dàtum (m s.n.m.)	VR^1	Estàtic	Dinàmic	Terreny		Dispositiu			Base sis	mogràfica	
					(m/s)										
								Topografia	Tir	Profunditat	Càrrega	Dist. PT^1	Dist.	N^{O} traces	$\operatorname{Geofons}/$
													traces		traça
										(m)	(kg)	(m)	(m)		
ND-203	ENPASA	Graus	1968	650	3800	si	vel	-	$_{\rm central}$	variable	15-30	-	-	24	-
							Centenera-								
							1								
SP84-09	ENIEPSA	Bolea	1984	450	4000	si	$_{ m ap+mg^1}$	-	central	30	15	-	45	96	36
T-3	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-7	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-9	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-13	ENPASA	Tremp	1969	650	3800	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-16	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-18	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-19	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-20	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-21	ENPASA	Areny-Tremp	1969	650	3800	si	-	mitjana	central	22	20	960	40	48	24
T-24	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-25	ENPASA	-	-	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-27	ENPASA	-	-	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-39	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-39bis	ENPASA	-	-	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-40	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-43	ENPASA	-	1968	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-44	ENPASA	-	-	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
T-44-II	ENPASA	-	-	650	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TR-1	ENIEPSA	Ager-Comiols	1980-	650	4000	si	ap	accidentada	extrem	24	15	120	60	48	36
			1982												
TR-2	ENIEPSA	Pir. Central-Isona	1977	650	4000	si	ap	accidentada	extrem	22	15	120	60	48	36
TR-3	ENIEPSA	Pir. Central-Isona	1977	650	4000	si	ap	accidentada	extrem	22	15	60	60	48	36
TR-47	ENIEPSA	Pir. Central-Isona	1977	650	4000	si	ap	accidentada	extrem	22	15	120	60	48	36
TR-55	ENIEPSA	Ager-Comiols	1980	650	4000	si	ap	muntanyosa	extrem	24	15	120	60	48	36

Taula B.1: Informació i característiques disponibles per als perfils sísmics estudiats.

Taula B.2: Informació i diagrafíes disponibles per als sondatges estudiats.

General						Per	rforació		Disponible ²		
Pou	Empresa	Dispositiu	Inici	Finalització	X(m, UTM31)	Y(m, UTM31)	Z(m)	Profunditat(m, TD)			
B-1	VALDEBRO	Schlumberger	08/1965	12/1965	345957	4672038	(KB) 1296	2168	CR CL IG DC N-GR R LL		
C-1	ENIEPSA	-	11/1984	09/1985	339711	4655339	(KB) 1089.60	4500	CR CL DA GR PE ,T		
E-1	ENPASA	-	03/1970	09/1970	330297	4684744	(TR) 660.46	3132	CR DM		
I-1	VALDEBRO	Schlumberger	09/1963	11/1963	347851	4666056	(KB)1050	2549	CR DE DMC DC		
I-1bis	AUXINI	-	03/1975	09/1975	347851	4666056	(KB) 1054	4314	CR CL DA GR		
M-1	VALDEBRO	Schlumberger	05/1959	11/1960	299349	4679842	(S) 1126	4750	CR IP IGQ IPL IE AP LLP DC DD DE MLL DMC N-GR DM VEL		
SC-1	ENPASA	Schlumberger	11/1971	05/1972	335790	4674155	(KB) 673.38	2945	CR DM DC DA GR N-GR PE LL CDFL IEL MLL		
T-1	ENPASA	-	09/1969	02/1970	314989	4683452	(MR) 814.46	3133	CR DM GR DA		

B.2 Sondatges



Figura B.1 Sondatge Bóixols-1 i diagrafíes digitalitzades (GR = Raigs Gamma; N = Neutrons)



límits principals



——límits principals

-----altres límits

Figura B.3 Sondatge Erinyà-1



——límits principals

-----altres límits

Figura B.4 Sondatge Isona-1/1bis i diagrafíes digitalitzades (GR = Raigs Gamma; ΔT = sònic)



Raigs Gamma; ΔT = sònic; N = Neutrons)



Figura B.6 Sondatge tamúrcia-1 i diagrafíes digitalitzades (GR = Raigs Gamma; ΔT = sònic)

-----altres límits

B.3 Interpretació sísmica





Terciari	(t
	С
	lu i (
Cretaci	S
	G





Figura B.7 a: Perfil sísmic T3 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. [1] S'ha interpretat la posició del sostre del basament paleozoic a partir del paquet reflexiu situat al seu sostre. [2] L'encavalcament inferior de les làmines de cobertora s'ha interpretat per correlació amb els perfils sísmics perpendiculars. [3] Els carbonats del Juràssic es reconeixen per un paquet reflexiu de gruix aproximadament constant. [4] Els materials del Cretaci Superior presenten un paquet reflexiu a sostre corresponent a les fàcies de plataforma del Santonià inferior. [5] L'interval Santonià superior - Campanià es presenta en fàcies de plataforma. [6] Els límits del Grup Areny s'han interpretat per correlació amb altres perfils sísmics transversals. b: Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T3

preextensiu

ardi-postplegament)

onglomerats utites, gresos conglomerats

uperior (sinplegament)

Garumnià (II)Grup Areny Santonià sup.-Campanià mitjà (I)

Cretaci Superior Cretaci Inferior sinextensió

Juràssic Triàsic Paleozoic













Figura B.8 a: Perfil sísmic T6 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. [1] S'ha interpretat la posició del sostre del basament paleozoicper correlació amb altres perfils sísmics [2] L'encavalcament inferior de les làmines de cobertora i lea làmines de basament de la Ribagorçana i Rialp s'han interpretat essencialment per correlació amb altres perfils sísmics. [3] Els carbonats del Juràssic mostren potències superiors a les habituals i només la meitat inferior té el caràcter reflexiu típic de les fàcies carbonatades d'aquest període. [4] Els materials del Cretaci Superior mostren paquets de reflectors discontinus lateralment. [5] Entre els materials del Cretaci Superior i el Juràssic s'ha interpretat la presència d'una sèrie reduïda del Cretaci Inferior per correlació amb altres perfils transversals, i per una certa angularitat entre els reflectors corresponents al Cretaci Inferior i els del Juràssic. b: Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T6

5 km

Terciari (tardi-postplegament)

- conglomerats lutites, gresos i conglomerats Cretaci Superior (sinplegament) Garumnià (II) Grup Areny Santonià sup.-Campanià mitjà (I) preplegament Cretaci Superior postextensió Cretaci Inferior sinextensió Juràssic Triàsic preextensiu Paleozoic







Figura B.9 a: Perfil sísmic T7 i interpretació utilitzada en aquesta Tesi, basada en el treball de Muñoz et. al. (2000). [1] S'ha interpretat la posició del sostre del basament paleozoic a partir del paquet reflexiu situat al seu sostre. [2] La interpretació de l'encavalcament inferior de les làmines de cobertora està restringida per la posició dels reflectors juràssics i per les làmines de basament de la Ribagorçana i Rialp, que produeixen reflexions horitzontals i inclinades cap al sud en el seus segments meridionals. [3] Els carbonats del Juràssic mostren el caràcter reflexiu habitual al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols i una potència major que la de la resta del perfil en el seu bloc superior, restringida pel sondatge T-1. [4] Els materials del Cretaci Superior dónen reflexions amb bona continuïtat lateral al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols. [5] La sèrie del bloc inferior de l'encavalcament permet deduïr la posició de la seva rampa de bloc inferior. [6] Per contra, el seu bloc superior constitueix en general una zona amb baixa qualitat de senyal. [7] Per damunt, la sèrie del Grup Areny cabussa moderadament cap al sud i mostra angularitats internes, així com una discordança per onlap sobre la sèrie del Campanià mitjà. b: Mapa de situació de les línies sísmigues de la zona d'estudi, on la línia vermella



iutites, gresos i conglomerats									
Cretaci Superior (sin plegament)									
Garumnià									
grup Areny									
fm. Vallcarga									
ore-plegament									
Cretaci Superior									
Cretaci Inferior sin extensió									
Juràssic Triàsic Paleozoic	u								





3000-

Figura B.11 a: Perfil sísmic T13 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. Atesa la qualitat d'aquest perfil, s'ha utilitzat essencialment per correlacionar els perfils sísmics que intersecten amb el mateix. No obstant això, s'observa la tripleta reflexiva per damunt del sostre del basament paleozoic i permet estimar la seva posició ([1]). També s'observa la sèrie juràssica i de forma especialment òpitma un paquet reflexiu que s'ha interpretat proper al sostre del Grup Areny ([2]). **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T13

-3000






Figura B.12 a: Perfil sísmic T16 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. [1] Paquet reflexiu del Mesozoic/Cenozoic autòcton per sota del qual s'ha situat el sostre del basament. [2] Tram de reflectors continus assignat al Juràssic que permet situar l'encavalcament inferior. [3] Rampa de l'encavalcament de Bóixols determinada per l'acabament dels reflectors mesozoics del seu bloc inferior. [4] Zona de pèrdua de senyal que suggereix la presència de l'anticlinal de Sant Corneli. [5] Sèrie del Santonià superior - Campanià que onlapa els flancs de l'anticlinal de Sant Corneli. [6] Discordança a la base del Grup Areny. [7] Falles normals compartimentant els carbonats del Juràssic. [8] Anticlinal laxe perfilat pels materials del Cretaci Superior que suggeriex la inverisó de les falles extensives subjacents. [9] Sèrie del Cretaci Inferior aprimant-se cap al sud. b: (pàgina següent) Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T16.



sinplegament a tardi-postplegament

post-Grup Areny (indiferenciat)

Cretaci Superior (sin-plegament)



pre-plegament



Mesozoic/Cenozoic indiferenciat autòcton

Figura B.12 *(continuació)* peu de figura a la pàgina anterior







Figura B.13 a: Perfil sísmic T18 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. [1] S'ha interpretat la posició del sostre del basament paleozoic a partir del paquet reflexiu situat al seu sostre. [2] La interpretació de l'encavalcament inferior de les làmines de cobertora s'ha determinat per a partir de la intersecció amb altres perfils sísmics. [3] La interpretació de la serie juràssica, restringida en els perfils sísmics transversals, suggereix la presència d'una falla extensiva (falla de Carreu). [4] Els materials del Cretaci Inferior dismiueixen de potència cap a l'oest i es suggereix l'*onlap* sobre el sostre de la sèrie juràssica. **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T18





Cretaci Sup. - Terciari

Garumnià indiferenciat

Cretaci Superior (sinplegament)



preplegament



Figura B. 14 *(continuació)* **a:** Perfil sísmic T19 i interpretació realitzada en aquesta Tesi, modificada del treball de Muñoz (2000). [1] La rampa de bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols s'hja interpretat a partir de l'acabament dels reflectors mesozoics del seu bloc inferior. [2] S'ha interpretat una potència molt reduïda de materials del Cretaci Inferior al bloc superior d'una falla normal per correlació amb altres perfils i per resoldre l'angularitat existent entre els reflectors assignats al Cretaci Inferior i al Juràssic, respectivament. [3] La sèrie del Santonià superior - Campanià disminueix de potència cap al nord-oest en part per *onlap* sobre la sèrie subjacent i en part per erosió sota el Grup Areny. [4] La sèrie mesozoica s'inclina cap al sud-est per l'acomodació del mantell de Bóixols a les làmines encavalcants del basament. [5] S'observa l'eorisó de la sèrie del Cretaci Inferior sota els materials dels Grup Areny. **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T19



conglomerats
lutites, gresos i conglomerats

Garumnià)
Grup Areny)(II)
Campanià mitj	_à (I)







Figura B.17 a: Perfil sísmic T24 i

interpretació realitzada en aquesta Tesi. Cal destacar que aquest aprofundiment generalitzat que s'observa de la sèrie i de l'estructura cap a l'oest pot tenir una component aparent atesa la direcció del perfil sísmic, lleugerament WNW-ESE. Aquest perfil mostra l'aspecte típic que tenen les fàcies sísmiques al bloc inferior de l'encavalcament de Bóixols. [1] S'ha interpretat la posició del sostre del basament paleozoic a partir del paquet reflexiu situat al seu sostre. [2] Fàcies carbonatades juràssiques. [3] Sèrie del Cretaci Superior (amb possible Cretaci Inferior minoritari) que es fan més reflexiva cap a sostre. [3] La sèrie del Santonia superior - Campanià presenta fàcies de plataforma i produeix reflexions marcades. [6] El Grup Areny presenta unes fàcies reflexives a la seva part alta. **b**: Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T24





(tardi-postplegament)
conglomerats
lutites, gresos
i conglomerats
Superior (sinplegament)
Garumnià
Grup Areny
Santonià sup Campanià mitjà (I)
ament
Cretaci Superior
Crotaci Inforior
sinextensió
Juràssic
Paleozoic

Mesozoic / Cenozoic indiferenciat autòcton

Figura B.18 a: Perfil sísmic T25 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. Aquest perfil mostra una estructura de característiques molt semblant a la del perfil T27. [1] La localització de l'encavalcament de Bóixols està determinada per la posició dels reflectors juràssics. [2] S'observen diverses falles normals al seu bloc superior contra les quals s'acaben els reflectors del Juràssic. [3] Els materials del Cretaci Inferior al bloc superior de l'encavalcament disminueixen de potència cap al sud en travessar les falles normals que compartimenten la sèrie juràssica. [4] Els materials del Grup Areny perfilen un sinclinal relativament laxe, amb un flanc septentrional que cabussa moderadament. **b**: Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil



Figura B.19 a: Perfil sísmic T27 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. S'ha interpretat la localització de l'encavalcament de Bóixols, determinada pel sondatge SC-1 i el paquet reflexiu del Juràssic. El sondatge SC-1 travessa una sèrie capgirada al bloc inferior de l'encavalcament que permet deduïr l'existència d'un sinclinal vergent cap al sud. També s'ha interpretat l'existència de diverses falles normals al seu bloc superior compartimentant el Juràssic, així com una sèrie potent de materials del Cretaci Inferior , molt reduïda en el bloc inferior. **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T27



Terciari (tardi-postplegament)	
conglomerats	
i conglomerats	
Cretaci Superior (sinplegament)	
Garumnià	
Grup Areny	
Santonià sup (I) Campanià mitjà	
preplegament	
Cretaci Superior	
Cretaci Inferior sinextensió	
Juràssic Triàsic Paleozoic	
Mesozoic / Cenozoic indiference autòcton	ciat



Figura B.20 a: Perfil sísmic T37 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. [1] El sostre del basament s'ha situat per sota les fàcies reflexives de l'autòcton. [2] La sèrie mesozoica al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols s'inclina cap al sudest (aparent) degut a l'acomodació del mantell de Bóixols a les làmines encavalcants de basament. [3] La rampa de l'encavalcament de Bóixols s'ha situat en una zona on es perd la senyals dels reflectors mesozoics del seu bloc inferior. [4] Les falles normals al bloc superior de l'encavalcament de Bóixols s'han interpretat a partir de l'acabament dels reflectors juràssics, recolzant-se amb la interpretació dels perfils transversals. [5] L'anticlinal de Sant Corneli s'ha interpretat en la zona on disminueix la qualitat de la senyal. b: Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T37

а



Terciari (tardi-postplegament)	
conglomerats	
i conglomerats	
Cretaci Superior (sinplegament)	
Garumnià	
Grup Areny	
Santonià sup Campanià mitjà (I)	
preplegament	
Cretaci Superior postextensió	
Cretaci Inferior sinextensió	
Juràssic Triàsic Paleozoic	
Mesozoic / Cenozoic indiferencia autòcton	ıt







٦	erciari (tardi-postplegament)
	conglomerats
	i conglomerats

Cretaci Superior (sinplegament)

Garumnià		
Grup Areny	(11)	
Santonià sup Campanià mitjà	(I)	

preplegament



Figura B.22 a: Perfil sísmic T43 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. S'ha interpretat la localització de l'encavalcament de Bóixols i la presència d'una falla extensiva parcialment invertida que desplaça la base de la sèrie postextensiva del Cretaci Superior i condiciona la potència de la sèrie del Cretaci Inferior. **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil T43





Ter clari (larui-posipiegament)	
i conglomerats i conglomerats	
Cretaci Superior (sinplegament)	
Garumnià Grup Areny Santonià sup Campanià mitjà	
preplegament	
Cretaci Superior postextensió Cretaci Inferior sinextensió	
Juràssic Triàsic Paleozoic	
Mesozoic / Cenozoic indiferenciat autòcton	
Mesozoic indiferenciat bloc inferior Montsec	

Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil TR1





Terciari (tardi-postplegament)

conglomerats
lutites, gresos i conglomerats

Cretaci Superior (sinplegament)

Santonià sup. - Maastrichtià (indiferenciat)

preplegament



Cretaci indiferenciat (B.I. enc. Montsec)

Mesozoic/Cenozoic indiferenciat autòcton

Figura B.25 a: Perfil sísmic TR2 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. Aquest perfil mostra l'estructura del mantell del Montsec i la terminació occidental de l'anticlinal d'Isona. [1] Es reconeixen les fàcies de plataforma autòctones que han determinat la profunditat del sostre del basament. [2] Els carbonats del Juràssic restringeixen la posició de l'encavalcament del Montsec, però cap al nord se separen de la traça de l'encavalcament per un augment de la potència de les evaporites triàsiques. [3] Evaporites triàsiques relacionades amb l'anticlinal d'Isona. [4] Es suggereix una dimisnució de potència de la sèrie del Cretaci Superior (i Cretaci Inferior) cap al nord, que s'ha relacionat amb fenòmens de migració de sal a l'anticlinal d'Isona. **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil



b

Figura B.26 a: Perfil sísmic TR3 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. Aquest perfil mostra l'estructura de l'anticlinal d'Isona en tota la seva extensió. [1] Es reconeixen les fàcies de plataforma autòctones que han determinat la profunditat del sostre del basament. [2] Evaporites triàsiques relacionades amb l'anticlinal d'Isona. [3] Es reconeix la plataforma de carbonats del Juràssic que perfila l'anticlinal d'Isona [4] Es suggereix la presència d'una falla normal a la culminació de l'anticlinal d'Isona per resoldre la diferència d'alçada de la sèrie mesozoica a banda i banda d'aquest límit. **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil TR3









Terciari (post plegament)

conglomerats
lutites, gresos i conglomerats

Cretaci Superior (sin plegament)

Santonià sup. - Campanià

pre-plegament



Cretaci indiferenciat (B.I. enc. Montsec)

Mesozoic/Cenozoic indiferenciat autòcton

Figura B.27 a: Perfil sísmic TR47 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. Aquest perfil travessa l'anticlinal d'Isona perpendicularment a la direcció del seu eix i juntament amb el perfil sísmic TR3 ja permes restringir la geometria d'aquesta estructura. [1] Es reconeixen les fàcies de plataforma autòctones que han determinat la profunditat del sostre del basament. [2] Evaporites triàsiques relacionades amb l'anticlinal d'Isona. [3] Es reconeix la plataforma de carbonats del Juràssic que perfila l'anticlinal d'Isona [4] Es suggereix la una disminució de la potència del registre del Cretaci Superior (i Cretaci Inferior) que s'ha relacionat amb fenòmens de migració de la sal a l'anticlinal d'Isona. **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil TR3




Figura B.28 a: Perfil sísmic TR55 i interpretació realitzada en aquesta Tesi. Aquest perfil s'ha utlititzat per recolzar la interpretació dels perfils N-S del mantell del Montsec. [1] Es reconeixen les fàcies carbonatades del Juràssic [2] Sèrie del Santonià superior - Campanià en fàcies de plataforma **b:** Mapa de situació de les línies sísmiques de la zona d'estudi, on la línia vermella correspon al perfil TR3





APÈNDIX C

Automatització del mètode dels dominis d'orientació: Programa Geocluster

En aquest apartat es presenta l'automatització del procés de discriminació de dominis d'orientació a partir de dades d'orientació 3D. Aquest treball s'ha realitzat en el marc d'un conveni de col·laboració entre l'Institut de Recerca GEOMODELS i el Departament de Matemàtica Aplicada de la Universitat Autònoma de Barcelona. En aquest annex s'hi adjunta part de l'informe intern per a la companyia Statoil Petroleoum AS, corresponent als resultats de l'exercici 2009 del citat conveni col·laboració. Actualment existeix un article en preparació amb els resultats derivats d'aquest treball.

C.1 A mobile grid clustering algorithm with spherical corrections

Pau Arbués, Jordi Bausà, Daniel Bello, Joan Escalante, Oscar Gratacós, Mercè Farré, Joana Mencos, Josep Anton Muñoz, Marco Snidero

C.1.1 Introduction and objectives

This work is framed within the Structural Reconstruction Workflow Development project. The aim of this project is the improvement and enhancement of those parts of the 3D Reconstruction Methodology regarding the analysis of field data.

Objectives of this work are as follows:

- Automatic definition of orientation domains from 3D dip data (x, y, z, azimuth, dip).
- Design of a specific algorithm accounting for geological data and taking into account geological constraints.



Figure C.1: Rectangular cluster with five nodes (white circles) and its centroid (black cercle). The centroid corresponds to the node with the mean dip and mean azimuth of the five nodes contained within the rectangle. The rectangle width u_0 and height v_0 delimit the range of orientations accepted within a single orientation domain.

C.1.2 The algorithm

The designed algorithm, named Geocluster, is based on the automated partition of a given 3D dip data set into clusters representing domains with constant orientation, without taking into account the 3D location of the data. The designed method has two parts. In the first one, Cartesian coordinates are considered and a rigid shifting grid-based method is applied to find an optimal initial rectangular partition. In the second part, the shape and rigidity of the grid are corrected to better adapt it to the spherical geometry of data.

The first part of the method is as follows (figure C.2 **a-d**):

a. The algorithm reads from an ascii file consisting in n pairs of orientation angles $(u_1, v_1) \dots (u_n, v_n)$ where u represents azimuth (dip direction) measured from north in a clockwise direction; v represents dip measured downward from horizontal (figure C.3).

Given two orientation measurements (u_1, v_1) and (u_2, v_2) , the algorithm evaluates the difference between these angles. To be part of the same orientation domain, the following condition must be satisfied:

Condition 1: Two nodes (u_1, v_1) and (u_2, v_2) can be part of the same orientation domain if they differ one from each other less than a threshold u_0 in azimuth and less than a threshold v_0 in dip:

$$|u_1 - u_2| \le 0$$

 $|v_1 - v_2| \le 0$ (C.1)

Condition C.1 means that an orientation domain (cluster) fits within a small rectangle (figure C.1). u_0 denote the rectangle width and v_0 its height.



Figure C.2: Flow-chart describing the procedure followed by the program Geocluster. See text for explanation

DC7 - Bloc de notas						
Archive	Edición	Formato	Ver Ayuda			
x 333947 334052 334505 334560 334555 334607 334645 334707 334695 334707 334895 334972 334985 334985 335077 335145	Y 467421 467421 467421 467421 467409 467409 467409 467403 467403 467394 467394 467394 467403 467405 467415 467405	2 5 518 0 520 5 525 5 537 0 538 5 543 0 561 7 5 547 5 545 5 559 2 551 0 556 2 551 0 556 2 571	Azimuth 358 1 26.5 257.5 352 4 341 11 26 356 2 7.5 3 10 328 8 8 17	blip 33 27 13 44.5 44 41 30 28,5 40 29,5 28 36 30 35 33	Data Polarity N N N N N N N N N N N N N N N N N N N	
-						

Figure C.3: Example of input file format. The file is an ascii file, tab-delimited. Heather is included in this figure so as to visualize the necessary fields in file (x, y, z, azimuth, dip, data polarity).

- b. User is required to type the tolerance accepted within an orientation domain (grid width u_0 ; grid height v_0) and the grid mobility increment (p).
- c. Prior to grid calculation, the algorithm searches for horizontal data within the file. If horizontal data are found these are omitted in the cluster calculation and printed in a separate file as a single horizontal domain.
- d. The algorithm generates a regular grid with grid spacing (u_0, v_0) centered in the origin of the coordinate system that separates the data into clusters. Each cluster is represented by its centroid (i. e. mean orientation) and statistical parameters are calculated for the generated grid (i. e., goodness of fit). In this case the goodness of fit is given in terms of an R-square index, so that:

$$R^{2} = 1 - \frac{\text{variability within clusters (small rectangles)}}{\text{total variability}}$$
(C.2)

where the variability is computed as the sum of the squared distances of the measures with respect to the corresponding centroid.

e. The algorithm searches for the optimum cluster distribution: Among all possible configurations satisfying condition C.1, the optimum is searched within a discrete set of rectangular grids obtained by moving rigidly the initial grid according to the mobility increment p (figure C.4). The optimum is that rigid rectangular grid that best fits the set of nodes, i. e., the one with the highest R^2 .

The second part of the method consists in applying several corrections to this initial cluster distribution with the objective being to optimize and improve the obtained results and the applicability of the method (i.e., correction with spherical proximity, figure C.2 **f**-**g**):

f. Spherical adaption: This correction is necessary to adapt the rectangular partition to the spherical geometry of data (figure C.2). That means to convert the initial rectangles (isometric on the cartesian plane) to pseudo-isometric clusters on the sphere (wider as they approximate the zero dip area). This operation facilitates the definition of orientation domains close to horizontal, so that the initial



Figure C.4: Two grids with different goodness of fit to a fictitious distribution of nodes.

rectangles defined by (u_0, v_0) are enlarged in the *u* dimension as moving towards the horizontal plane (figure C.5). This implies that orientation domains (highly) horizontal will admit a strong variation in the *u* component. Ideally, the nodes close enough to horizontal will be part of a single orientation domain despite of their azimuth attitude.

g. Rigidity correction (figure C.2): A pair of nodes can be close enough one to each other to be part of the same orientation domain, altough Geocluster separates them into different clusters (figure C.5). This situation is due to the rigidity of the mesh that can not be adapted to the entire set of nodes. This mesh rigidity can be improved through the application of a proximity criterion, so as to regroup some domains originally separated during the initial calculation (figure C.5).

Both corrections f) —rigidity — and g) —lack of sphericity — are done simultaneously.

- h. The algorithm can take into account data polarity in the process of orientation-domain definition. User is required to choose among three options: 1) do not take into account data polarity; 2) account for data polarity and separate bipolarity clusters; 3) account for data polarity in cluster definition.
- i. Final results (figure C.2): Output file is an ascii data file including the original data point (azimuth, dip), its location (x,y,z), identification number of the orientation domain to which it belongs to, number of nodes within that orientation domain, calculated cluster azimuth (centroid azimuth), calculated cluster dip (centroid dip), distance in azimuth between the data point and the calculated cluster centroid, distance in dip between the centroid and the calculated cluster centroid, range in azimuth within calculated orientation domain, range in dip within calculated orientation domain and finally, identification number relating the data points to the position of these data points in the original file.

C.1.3 Synthetic examples

Several synthetic structures have been designed with the objective of testing the algorithm. Moreover, different geometries have been created to analyze the suitability of the algorithm for the description of different types of folding geometries. Two synthetic examples are presented here:



Figure C.5: Correction of the grid rigidity and the lack of sphericity modify the initial cluster composition. Two or more initial clusters (black-lined rectangles) could be joined to form a new cluster (gray-lined rectangles), wider as the dip descends, to adapt it to spherical distances. Once the clusters are joined, a new centroid is calculated.

C.1.3.1 Kink-type fold geometry

The structure is constituted by six planar domains separated by angular hinges (figure C.6). It has been designed in order to test the sensitivity of the algorithm when working with data displaying abrupt changes in orientation.

Data points are subsequently sampled randomly along the structure. figure C.8 illustrates the stereographic projection of data, the density diagram and the azimuth *vs.* dip Cartesian data plot. Statistical analysis have been performed during stereographic projection of data with the following results:

- 40 data points
- Calculated fold axis 210.0/0.0
- Standard scattering angle 1 deg
- 100% poles within 10 deg, 100% within 20 deg; so folding is cylindrical

Trend	Plunge	Eigenvalues
300.0	80.0	0.5467
120.0	10.0	0.4533
210.0	0.0	0.0000

Algorithm has been applied twice with parameters shown in table C.1. The results are displayed in figure C.8.



Figure C.6: Perspective view of the generated kink-fold synthetic structure. Note that it is composed by six planar surface regions.

 $\label{eq:c.1: Constraint} \textbf{Table C.1:} Algorithm \ parametres \ for \ the \ kink-type \ fold \ synthetic \ structure$

Test n ^o	grid width u_0	grid height v_0	grid mobility increment (p)
1	10	5	0.5
2	10	10	0.5

In both tests, the algorithm divided the data set into six different domains, since the selected tolerances $(u_0 = 10, v_0 = 5; u_0 = 10, v_0 = 10)$ are greater than the existent variability within each orientation domain (less than five degrees in azimuth/dip). Moreover, the selected tolerance is below the difference in orientation between planar surfaces patches. Results demonstrate that the algorithm is able to distribute the data in the six domains at the same time, so that the method and statistical analysis performed are suitable. The exercise has also demonstrated that the algorithm works well with this type of geometry depending on the selected tolerances with respect to the data distribution. This has to be done through a trial-and-error process when working with real cases until a correct result is obtained.

C.1.3.2 Cylindrical-type fold geometry

In this case, the structure constitutes a cylindrical-type fold characterized by rounded hinges and gradual orientation changes (figure C.9).

This structure has been designed to illustrate the differences in results when applying different sets of parameters. Moreover, we want to test the sensitivity of the method when working with smooth folded surfaces.

Data points are sampled randomly along the structure considering a single stratigraphic position.

figure C.10 illustrates the stereographic projection of data, the density diagram and the azimuth vs. dip Cartesian data plot. Statistical analysis performed during stereographic projection of data gave the following results:

- 45 data points
- Calculated fold axis 190.1/0.1



Figure C.7: Kink-type fold. **a**: Dip data distribution. **b**: Stereographic projection of dip data. **c**: Density diagram. **d**: Azimuth versus dip Cartesian data plot.



Figure C.8: Results after the application of the clustering algorithm. **a**: Test **1**: Stereographic projection of calculated centroids (left). Calculated centroids plotted over the azimuth versus dip Cartesian dip data plot (right). **b**: Test **2**: Stereographic projection of calculated centroids (left). Calculated centroids plotted over the azimuth versus dip Cartesian dip data plot (right). **c**: Data distribution colored in function of the orientation domains (left). 3D surface and orientation domains (right).



Figure C.9: Perspective view of the generated cylindrical structure.

 Table C.2: Algorithm parametres for the cylindrical-type fold synthetic structure

Test n ^o	$\mathbf{grid} \ \mathbf{width} \ u_0$	${f grid}$ height v_0	grid mobility increment (p)
1	10	5	0.5
2	15	10	0.5
3	20	20	0.5

- Standard scattering angle 0.9 deg
- 100% poles within 10 deg, 100% within 20 deg; so folding is cylindrical

	Trend	Plunge	Eigenvalues	
•	100.1	12.7	0.6266	
•	280.3	77.3	0.3732	
	190.1	0.1	0.0002	

Algorithm has been applied three times with the parameters shown in table C.2. The results are displayed in figure C.11.

In this case the obtained results are as follows:

- The algorithm has encountered in all the cases two horizontal data (blue triangles in figure C.11 cartesian plot) and calculated a horizontal centroid (green circle in figure C.11 cartesian plot).
- The number of calculated clusters became lower as the selected tolerance increased. In test $\mathbf{1}$ $((u_0, v_0) = (10, 5))$ 14 clusters were calculated. In test $\mathbf{2}$ $((u_0, v_0) = (15, 10))$ the number of clusters were 12. In test $\mathbf{3}$ $((u_0, v_0) = (20, 20))$ the algorithm calculated 8 clusters. By increasing tolerance, the orientation domains have became laxer until the resolution has not solved the structure properly. For instance, in test $\mathbf{3}$ structure has been solved as a kink-type fold even though there are solutions that better fit the available data. Again, the selection of the orientation domain tolerance (u_0, v_0) is the key factor for correctly defining a structure using Geocluster.
- The exercise has certificate that the sphericity correction is adequate since in lower dips the tolerance in azimuth is greater than in higher ones (figure C.11).



Figure C.10: Cylindrical fold. **a:** Dip data distribution. **b:** Stereographic projection of dip data. **c:** Density diagram. **d:** Azimuth versus dip Cartesian data plot



Figure C.11: Results after the application of the clustering algorithm. **a:** Test **1**: Stereographic projection of calculated centroids (left). Calculated centroids plotted over the azimuth versus dip Cartesian dip data plot (center). Data distribution colored in function of the orientation domains (right) **b:** Test **2**: Stereographic projection of calculated centroids (left). Calculated centroids plotted over the azimuth versus dip Cartesian dip data plot (center). Data distribution colored in function of the orientation domains (right) **c:** Test **3**: Stereographic projection of calculated centroids (left). Calculated centroids plotted over the azimuth versus dip Cartesian dip data plot (center). Data distribution colored in function of the orientation domains (right) **c:** Test **3**: Stereographic projection of calculated centroids (left). Calculated centroids plotted over the azimuth versus dip Cartesian dip data plot (center). Data distribution colored in function of the orientation domains (right) **c:** Test **3**: Stereographic projection of calculated centroids (left). Calculated centroids plotted over the azimuth versus dip Cartesian dip data plot (center). Data distribution colored in function of the orientation domains (right)



Figure C.12: Field data map of the Sant Corneli anticline, Cenomanian to lower Santonian materials.

C.1.4 Application to a natural example: the Sant Corneli - Bóixols anticline

The Geocluster algorithm has been applied to a natural example in order to validate its application to real-world geometries and compare it to the semimanual approach performed by the GEOMODELS group. In this case the selected structure is the Sant Corneli - Bóixols anticline, located in the southern Pyrenees. A semimanual cluster sub-division was first undertaken during the 3D structural reconstruction process of this structue (see chapter 5). The obtained cluster subdivision has been used here to compare the semimanual approach with the automatic process (Geocluster algorithm).

To perform this validation exercise a subset of data has been selected from the entire data set available in the area. Over 350 measurements have been taken into account from sediments aged from Cenomanian to lower Santonian (figure C.12). The objectives of the exercise are the following:

- Application of the clustering algorithm Geocluster to natural data sets, including the inherent uncertainty related to instrumentation, geology and human errors (see chapter 5). Uncertainty is inexistent in data from synthetic examples although it can be simulated. Moreover, this uncertainty is difficult to quantify objectively but determines the establishment of tolerance thresholds for orientation-domain subdivision, so that the sensitivity and suitability of the algorithm will be tested.
- Evaluation of the proposed automation fitting within the 3D reconstruction workflow, by means of the comparison of both approaches (semimanual *vs.* automatic) in terms of analytical results, time-dependence and geological consistency.

C.1.4.1 The semimanual approach clustering results

Following the semimanual approach, different orientation thresholds were established depending on structural position and lithological aspects. A priori, tolerance thresholds were established ranging from 10° in azimuth - 5° in dip in well stratified materials, high dips and/or rapid orientation changes (for example: hinges) to

Test n^o	grid width u_0	grid height v_0	grid mobility increment (p)
1	10	5	0.5
2	15	10	0.5
3	25	10	0.5

Table C.3: Algorithm parametres for the Sant Corneli - Bóixols anticline simulation

 15° in azimuth - 10° in dip in irregular materials, more horizontal and/or monotonously oriented areas (for example: fold limbs). The semimanual approach is completely driven by the user, highly subjective and sometimes data is rejected considering qualitative field observations and expertise's experience. In practice, this means that tolerance thresholds may vary considerably from predicted ones. The results of this study shows that the azimuth and/or dip within the orientation domains varied from the initially stablished values (figure C.13). The majority of obtained ranges were below 15 degrees in azimuth and 10 degrees in dip as it was expected (35% of values equal or less than 010/05; 43% values between 010/05 and 015/10). Nevertheless, there were a percentage of orientation domains with higher ranges (9% values between 015/10 and 025/10 and 13% of anomalous values higher that 025/10). This distribution reflexes a certain degree of uncertainty that increases the variability within dip domains.

figure C.13 **b** shows data coloured in function of the range within orientation domains. It can be observed that both 010/05 and 015/10 values are distributed over the structure, although 010/05 ranging domains are predominant in the hinge zone, while 015/10 ranges prevail in the north limb. On the contrary, higher values are more irregularly distributed, mostly coinciding with the crest zone (lower dips) and with irregularly bedded rudist build-up deposits (Coniacian to lower Santonian materials —green-coloured discs— in figure C.12, see chapter 2 for details).

C.1.4.2 Automatic approach

From the range distribution obtained during semimanual approach (figure C.13) three potentially effective tolerances have been established to be applied to the automatic algorithm: $(u_1, v_1) = (10, 5)$; $(u_2, v_2) = (15, 10)$ and $(u_3, v_3) = (25, 10)$. Using these values three tests have been applied (table C.3):

Test 1

61 orientation clusters have been defined with a goodness of fit for the calculated grid of 0.9997764503662507.

As it has been explained previously, the geocluster algorithm searches for cluster distributions without consider the geographic data location. For this reason, in order to compare the automatic approach with the semimanual one, data have to be restored to their initial coordinates (figure C.14 \mathbf{a}).

Once these domains are distributed geographically, more than 200 orientation domains are identified (C.14). Only 22% of the calculated domains coincide with the defined manual domains, most of them corresponding to single-data domains (figure C.14 **b** and **c**).





versus semimanual distribution. In blue: data points that coincides in the same orientation domain both in the semimanual and the automatic calculation. In red: uncoincident Figure C.14: Distribution of orientation domains calculated using geocluster. Test 1. a: Data colored in function of the orientation domain it belongs to. b: automatic distribution calculations. c: Percentage plot of the coincidence between automatic distribution (Test 1) and semimanual distribution.

Test 2

34 orientation clusters have been defined with a goodness of fit for the calculated grid of 0.9992068968428165.

Looking at the spatial distribution of the orientation domains, around 100 domains can be identified (figure C.15 **a**). The 40% of them coincide with the defined manual domains (figure C.15 **b** and **c**).

Test 3

26 orientation clusters have been defined with a goodness of fit for the calculated grid of 0.9983507293152104.

Calculated orientation domains are spatially distributed in approximately 100 domains (figure C.16 \mathbf{a}). The 44% of them coincide with the defined manual domains (figure C.16 \mathbf{b} and \mathbf{c}).

Test 3 does not remarkably improve the coincidence between automatic and semimanual results (figure C.17). In fact, it can be observed that the goodness of fit considerably falls in the third test compared to the coincidence percentage increase. This result indicates that probably a tolerance threshold of 025/10 is too high to confidently fit the data distribution, similarly to the results obtained with the semimanual approach.

C.1.4.3 Results and discussion

Considering all applied tests, the second one coincides better with the semimanual results. A tolerance of 10 degrees in azimuth and 5 degrees in dip (**Test 1**) has revealed to be far strict with respect to the semimanual approach, although in some locations the semimanual approach contemplates a similar tolerance within dip domains. That could be related to the inherent uncertainty of data that makes the user to discard individual measures during cluster calculation. To do the equivalent process using Geocluster, a data filtering prior to running the program has to be done.

On the contrary, a 015/10 degrees of tolerance (**Test 2**) has reproduced in a reasonable way the semimanual procedure (figure C.15). Even so, there are data belonging to a single location (i.e., different measurements in the same outcrop) that are assigned to different orientation domains, which means that their difference is above the selected tolerance. This fact, again, remarks the variability in geological data that can be related either to instrumental/human errors or tectonic/stratigraphic noise.

In the second test, more than a half percent of the data do not coincide with the semimanual results, although the semimanual approach has a 79% of orientation domains with a tolerance of 015/10 or less (figure C.15). Moreover, as it has been explained previously, the tolerance permitted by geocluster, when moving towards the horizontal, can be greater than the initial values. This situation can be related to two reasons. Firstly, it can be explained in terms of the subjectivity of the manual results against the mathematical calculation performed by geocluster. On the other hand, there is the calculation of an optimum mesh for a high number of data. The higher it is the number of data, the more difficult is to find a single grid fitting all the data points. This could be improved by applying the algorithm successively with some geographical criteria and work with several tolerances depending on geographical or geological criteria.

From the time-dependence point of view, the automatic procedure has revealed to be extremely powerful in the structural analysis step. The automatic procedure can be done in seconds - minutes, while the



calculations. c: Percentage plot of the coincidence between automatic distribution (Test 2) and semimanual distribution. versus semimanual distribution. In blue: data points that coincides in the same orientation domain both in the semimanual and the automatic calculation. In red: uncoincident Figure C.15: Distribution of orientation domains calculated using geocluster. Test 2. a: Data colored in function of the orientation domain it belongs to. b: automatic distribution





Figure C.17: coincidence *vs.* goodness plot for the applied tests. This comparison plot is a good way for assessing the suitableness of the chosen tolerance values, with respect to the semimanual approach.

semimanual subdivision may take days and even weeks (depending on the amount of data and desired resolution). Hence, Geocluster allows the performance of a satisfactory structural analysis in a short amount of time through a trial-and-error process, comparable to the semimanual approach. It is important to remember here that the classical semimanual approach is also done iteratively, and different tolerances and configurations are tried until a satisfactory result is obtained.

Moreover, is important to note that, since in the semimanual approach user-input is crucial, different users and different attempts will produce different results. On the contrary, Geocluster program will give always the same result if the established parameters are maintained.

C.1.4.4 Conclusions

An algorithm has been designed to automate the structural analysis of field data, based on the Dip Domain method (see chapter 5). The algorithm is named Geocluster and is based on the partition of a given 3D dip data set into clusters of constant orientation. Each cluster will have a calculated mean orientation (mean azimuth/mean dip) representing all the data contained within. The objective of this method is to automate and speed up the process of structural analysis of field data, as part of the 3D reconstruction workflow development. The comparison of the geocluster runs with the semimanual procedure has given the following results:

- The automatic approach is much faster than the semimanual one.
- The automatic process is more rigid than the semimanual method, which can subjectively discriminate punctual data during clustering.

- Tolerance values have to be established with geological criteria (lithology, structural position) and it might be useful the application of the program with geographical criteria (different tolerances in different parts of the structure).
- To avoid the effects of data uncertainty in the automatic procedure, laxer tolerance values might be applied or, alternatively, a filtering process of data needs to be applied before running the program.

APPENDIX D

Article: Three-dimensional geometry and forward numerical modeling of the Sant Corneli anticline (southern Pyrenees, Spain)

13

Mencos, J., J. A. Muñoz, and S. Hardy, 2009, Three dimensional geometry and forward numerical modeling of the Sant Corneli anticline (southern Pyrenees, Spain), *in* K. McClay, J. Shaw, and J. Suppe, eds., Thrust fault related folding: AAPG Memoir 94, p. 1 18.

Three-dimensional Geometry and Forward Numerical Modeling of the Sant Corneli Anticline (Southern Pyrenees, Spain)

J. Mencos

Institut de Recerca GEOMODELS and GGAC (Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques), Departament Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franquès s/n, Barcelona, Spain

J. A. Muñoz

Institut de Recerca GEOMODELS and GGAC (Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques), Departament Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franquès s/n, Barcelona, Spain

S. Hardy

ICREA (Institució Catalana de Recerca i estudis Avaneats) and GGAC (Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques), Departament Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, C/Martí i Franquès s/n, Barcelona, Spain

ABSTRACT

This work is based on a three-dimensional (3-D) reconstruction methodology for geological structures from field and subsurface data. The methodology consists of several steps: (1) collection and georeferencing of data, i.e., 3-D digitalization; (2) analysis of data and definition of a 3-D geometric and stratigraphic model, i.e., structural and stratigraphic analysis; and finally, (3) the reconstruction of key surfaces that form the structure, i.e., reconstruction of the reference surface and reconstruction of additional surfaces, both honoring the defined geometric model. The methodology has been applied to a natural example, the Sant Corneli anticline, a thrustrelated fold located in the southern Pyrenees. This fold, oriented approximately east-west, has a complex 3-D geometry, with stratigraphic and structural variations, both laterally and vertically. This article focuses on the study of the Late Cretaceous postrift series. Outcrop information has been collected to reconstruct the superficial geometry of the Sant Corneli anticline. Seismic profiles that cross the area have been interpreted to reconstruct the geometry of the thrust fault at depth. The reconstruction methodology at surface and at depth is made following the same workflow, adapting it to the different nature of the original data sets. At the same time, the use of 3-D forward numerical modeling allows us to explore the relationship between the fold and the thrust, the main factors that influence fold development through space and time, and also to find the kinematic model(s) that best fit the proposed 3-D reconstruction.

The main contribution of this work is the incorporation of forward modeling techniques in the 3-D reconstruction workflow to independently establish the relationship between the

Copyright ©2009 by The American Association of Petroleum Geologists. DOI:

various reconstructed geological surfaces. Once this relationship is known, it is possible to refine the reconstructed surfaces and integrate them in a single and comprehensive 3-D model that honors both the available data and the established kinematic model. This technique is also used to analyze the possible kinematic evolution of a fault-related structure that best reproduces the deformed geometry obtained through the 3-D reconstruction process. Moreover, this study also improves the developed 3-D reconstruction methodology as it incorporates the use of isopach maps.

INTRODUCTION

Much of the work concerning the characterization of fold and thrust structures and the relationship between them has classically focused on the search for, and definition of, two-dimensional (2-D) geometric and kinematic models, typically parallel to the thrust transport direction (Suppe, 1983; Suppe and Medwedeff, 1990; Mitra, 2002). Recently, the development of new techniques for data acquisition, management, analysis, modeling and visualization has opened up the possibility to analyze the relationships between folds and faults directly in three dimensions (i.e., acquisition of threedimensional [3-D] seismic data sets and recent 3-D interpretation and modeling platforms such as The Kingdom Suite[®], GOcad[®], etc.). As a consequence, nowadays, the 3-D reconstruction and modeling of structures constitute a main goal for both industry and the academic community. Actually, most of these techniques are strongly dependent on the amount and quality of the data, such as 3-D seismic survey data sets. In the cases where data rely on 2-D seismic lines or surface field data, 3-D geometric models of thrust-related folds have mostly been based on the linear interpolation of serial 2-D cross sections (Husson and Mugnier, 2003; Banerjee and Mitra, 2004; Banerjee and Mitra, 2005). With such a procedure, the reliability of the 3-D model will depend on the quality of the constructed cross sections, their spacing, and the match between the interpolation vectors and the plunge lines characterizing the folds involved (Carrera et al., 2009). The 3-D reconstruction of a fault-related fold from cross sections will also be biased by the fault-fold deformation model applied to interpret the structure during the process of cross section construction or even to interpolate data at an earlier stage.

This article aims to describe a new methodology for the 3-D reconstruction of fault-related folds and their interpretation, and its application to the Sant Corneli anticline (southern Pyrenees, Spain). This study deals with a purely 3-D approach for both structural reconstruction and forward numerical modeling. The cornerstone of the workflow relies on the reconstruction of the folded surfaces independently of the fault surface at depth. This approach has been chosen considering the different nature of the available data sets, so that the source data for the geologic horizons come mostly from field data and well information, whereas for the thrust, it only corresponds to subsurface information. The relationship between fold and fault cannot be observed directly in the field all in the studied area. We subsequently analyze these relationships by 3-D forward numerical models, avoiding the need to establish a fault-fold deformation model prior to the 3-D reconstruction to reproduce both structures. In practice, this consideration gives priority to the original source data over a predefined theoretical model. The methodology of 3-D reconstruction deals with data in their present 3-D coordinates without projection into cross-sectional planes and is made based on geometric construction rules and a dip-domain assumption. Thus, this approach minimizes errors related to data projection and favors the detection of along-strike irregularities. It can be applied both to surface and subsurface data and takes advantage of 3-D mapping techniques in a Geographic Information System (GIS) environment. This methodology has been applied to the Sant Corneli anticline in the southern Pyrenees. The excellent outcrops of this major thrust-related fold, the structural level of exposure, the unique preservation of the growth sequence, and the availability of subsurface data (seismic sections and exploration wells) enable the development and application of the methodology explained in this article. Moreover, the availability of detailed digital topography and color ortophotomaps allows us to test 3-D mapping techniques, which are an important part of the 3-D reconstruction methodology.

GEOLOGICAL SETTING OF THE SANT CORNELI ANTICLINE

Regional Geology and Stratigraphy

The Sant Corneli anticline is located at the thrust front of the Bóixols thrust sheet, in the southern Pyrenees (Figure 1). The Bóixols thrust sheet is a major structural unit of the central Pyrenees that incorporates Mesozoic



Figure 1. Simplified geological map of the central Pyrenees. The hatched box indicates the study area.

rocks. It is bounded to the north by the Nogueres thrust sheet, constituted mainly by basement rocks, and to the south by the Graus-Tremp basin, infilled with Mesozoic and Cenozoic rocks and being the foreland basin of the Bóixols thrust sheet during its emplacement.

The Bóixols thrust sheet resulted from the inversion in the Late Cretaceous of an earlier system of extensional basins (Bond and McClay, 1995; Muñoz, 2002). These basins are part of a rift system developed during the Early Cretaceous caused by the separation of Iberian and European plates. During this extensional period, a thick series (up to 4 km [2.5 mi]) of synrift marine sediments accumulated in the hanging walls of extensional faults, which limited these basins to the south (García-Senz, 2002).

Thereafter, during the Alpine orogeny, a change to convergence between the two plates first caused the inversion of these basins and their later incorporation into the Pyrenean thrust sheets. This is the case for the Organyà extensional basin, which was inverted and evolved into the subsequent Bóixols thrust sheet (Garrido-Mejías, 1973; Cámara and Klimowitz, 1985; Berástegui et al., 1990; Bond and McClay, 1995; García-Senz, 2002; Muñoz, 2002).

The Sant Corneli anticline involves a thick Mesozoic succession detached on top of Triassic evaporites. The prefolding sequence consists of up to 5 km (3.1 mi) of pre-, syn-, and postrift carbonates ranging in age from Jurassic to Upper Cretaceous. Prerift Jurassic materials are limestones and dolomites. Synrift Lower Cretaceous sediments evolve from a lower unit of limestones to upper marly formations (Font Bordonera, Lluçà formations, Figure 2) ending up with the development of a carbonate platform corresponding to the Coll d'Abella Formation, Figure 2. A section is presented (Figure 3) illustrating how this synrift sequence displays considerable thickness variations in a north–south direction.

These thickness variations may be due to the paleogeographic control of the rift system location as it will be discussed in this article. The postrift is represented by a 1-km (0.6-mi)-thick sequence of upper Cenomanianlower Santonian limestones (Simó, 1986), which corresponds to the Santa Fe Formation, Reguard and Congost formations, Collada-Gassó formation, and Montagut and Aramunt members of the Sant Corneli formation (Figure 2). These various postrift formations best delineate the geometry of the Sant Corneli anticline at surface (Figure 3). They have been the focus for detailed mapping of the structure and the 3-D reconstruction of the surfaces used to decipher the fold geometry. The synfolding sequence (upper Santonian to Maastrichtian) grades laterally and vertically from slope sediments (Collades member, Podega member, and Herbasavina formation, Figure 2) into the shallow-marine and fluvial formations (Mutti and Sgavetti, 1987; Arbués et al., 1996; Ardèvol et al., 2000) of the Areny group (Figure 2). They seal the main thrust and expand over all the structure in the western part of the studied area (Figure 3).

Structure

The Sant Corneli anticline is a major east–west regionally trending fold, which crops out for more than 50 km (31 mi). In the eastern part of the studied area, it is cored at surface by the Lower Cretaceous synrift sediments. There, it is referred to as the Bóixols anticline (García-Senz, 2002). Younger sediments crop out westward in the core of the anticline as a result of its general plunge toward the west.

Structure at Surface

In the studied area, the Sant Corneli anticline is characterized by a gently and constantly dipping backlimb









5

and a vertical to overturned frontal limb. Because of this geometry, it has been interpreted as a fault-propagation fold (Bond and McClay, 1995). The thrust related to the Sant Corneli anticline (Bóixols thrust) does not crop out in the studied area. It does, however, crop out farther east (García-Senz, 2002). However, in the study area, some minor thrusts with hundreds of meters of displacement deform the frontal limb. One of them spectacularly crops out in the Abella de la Conca village, where a 2.5-m (8.2-ft)-wide shear band deformation zone with an S-C fabric delineates the thrust at surface (Figure 3).

In the western part of the studied area, close to the Sant Antoni reservoir (Figure 3), the topographic termination of the fold is controlled by the periclinal closure of the postrift carbonates below the marly Herbasavina formation. No agreement exists on the significance of this termination, which coincides with an abrupt increase of the fold plunge. The classic interpretation is that this periclinal feature corresponds with the western termination of the structure, but it is not clear if the fold continues farther west below the synfolding sediments. This is one of the questions that have been addressed with the 3-D reconstruction and forward modeling discussed later.

Oblique extensional faults occur in the backlimb of the anticline. They show a concave geometry in map view, trending northwest–southeast in the north and becoming parallel to the east–west trend of the fold southward (Figure 3). These extensional faults are restricted to an 8-km (5-mi)-wide strip in the anticline. They have dips ranging from 60° to almost vertical and are observed at different scales from a few meters to hundreds of meters. The most important ones (i.e., Montagut fault) dip to the southwest favoring the outcrop of younger sediments to the west as the plunge of the fold does (Figure 3). Conjugate northwest-dipping normal faults also occur leading to a significant compartmentalization of the backlimb into fault blocks.

Subsurface Information and Structure at Depth

The available subsurface information in the area consists of five seismic profiles, three of them perpendicular to the structure (north–south) and the other two longitudinal (west–east) (Figure 4). These profiles belong to a seismic survey undertaken together with the drilling of several exploration wells during the sixties, two of them in the studied area (Sant Corneli 1 well [SC-1] and Bóixols 1 well [B-1]; Lanaja, 1987) (Figure 4). The quality of the seismic profiles is relatively poor but good enough to reasonably constrain the geometry of the thrust and the backlimb of the anticline. Moreover, they provide the opportunity to observe a first-order relationship between the fold and the thrust, which is a parallelism between the fold backlimb and the thrust ramp. The wells were drilled into the northern limb of the fold and have been used to validate the velocity model necessary to convert seismic data from time to depth and to facilitate the integration of subsurface and surface data.

From the cross sections (Figures 3, 4), we can observe that most of the synrift sequence terminates against high angle extensional faults in the hanging wall of the Bóixols thrust. These faults are well preserved and exposed farther east, outwith the studied area, where lower structural levels are exposed (Berástegui et al., 1990; García-Senz, 2002).

The SC-1 well (Lanaja, 1987) drilled the Bóixols thrust and continued into its footwall, which is characterized by an overturned succession of Upper Cretaceous, Lower Cretaceous, and Jurassic sediments (Figures 3, 4). The Lower Cretaceous of the footwall is much reduced (no more than 30 m [98 ft] in thickness) and strongly contrasts with the thick succession drilled in the hanging wall, which reaches 750 m (2461 ft).

The B-1 well (Lanaja, 1987) drilled 1750 m (5741 ft) of the Lower Cretaceous package in the hanging wall of the thrust, without reaching either the top or the base of the synrift sediments, demonstrating the thickening and expansion of the synrift sequence not only northward but also eastward (Figure 3).

Taken together, these relationships are consistent with the idea that the Bóixols thrust resulted from the inversion of an Early Cretaceous extensional fault system, similar to that observed farther east (García-Senz, 2002). The SC-1 well is interpreted to have drilled one of these extensional faults because here, the upper part of the Jurassic succession lies directly on top of the Triassic evaporites (Figures 3, 4) (García-Senz, 2002).

Thus, it appears that the forelimb of the Sant Corneli anticline developed in the footwall of the main extensional fault bounding the Lower Cretaceous basin to the south, with this main fault at present remaining in the fold core. Thus, the Bóixols thrust represents a shortcut of the previous extensional Organyà fault that was developed during the reactivation of the extensional fault system. The geometry of the extensional faults and the thickness of the synrift sequence suggest that these faults probably involved the Variscan basement, with a downdip displacement able to accommodate almost 4000 m (13,123 ft) of synrift sediments (García-Senz, 2002).

However, we can observe that rocks no older than the upper Triassic evaporites are involved in the Bóixols thrust sheet (Figure 3). Its basement would be part of the Nogueres thrust sheet, at present cropping out farther north (Beaumont et al., 2000). This is a key problem to explain in the evolution of the Bóixols thrust



Figure 4. Location (above) and example (below) of the seismic profiles used in this study.

sheet and the Sant Corneli anticline and one of the main issues to be addressed with 3-D reconstruction and forward modeling.

The present configuration suggests two distinct phases in the evolution of the Sant Corneli anticline. A first stage of inversion and structural uplift of the Early Cretaceous basin, characterized by the reactivation of the faults controlling the rift system in an inversion tectonic regime. Second, a phase in which the whole basin was detached on top of the Triassic evaporites and thrusted southward being incorporated into the Bóixols thrust sheet, characterized by the development of the Bóixols thrust in a thin-skinned tectonic system.

THREE-DIMENSIONAL RECONSTRUCTION METHODOLOGY

The methodology used in this article aims to reconstruct the geologic surfaces that best represent the 3-D geometry of the fold (Figure 5). The term "reconstruction" defines the process of reproducing in a 3-D georeferenced environment the geometry of folded surfaces from original scattered and incomplete data. This process occurs by means of the interpolation and extrapolation of data following some methodological and geometrical assumptions explained in detail in this section. The 3-D reconstruction methodology comprises all steps from data acquisition to the creation of the final 3-D image of the structure under study and is an interactive and iterative process in which each step is used to validate the previous one and is used as a starting point for the following one.

In this study, the reconstruction methodology deals in particular with the geometry of the resistant beds of the postrift sequence. In this way, we avoid structural complexities observed in the older synrift sediments as a result of the inversion of the previous extensional features. Moreover, the postrift beds crop out extensively **Figure 5.** Workflow for the methodology reported here. The reconstruction of the fold at surface and of the fault at depth has been done independently and thereafter related using a 3-D numerical modeling technique. The final 3-D reconstruction must honor all data according to the degree of certainty of the original data and the geometric and stratigraphical model defined. TIN = triangulated irregular network.



in the studied area and control the present topography, which facilitates the use of 3-D mapping techniques (Figure 6). The 3-D methodology applied is based on the concepts and the workflow previously explained by Fernández (2004). Here, we go further in that we incorporate 3-D forward numerical modeling in the workflow to investigate the relationships between the fold and the thrust to which it is related (Figure 5). Furthermore, we also introduce a semiautomated technique based on isopach maps to reconstruct additional surfaces once an initial reference geologic horizon is generated.

The methodology proposed employs any kind of available data; in the studied case, the data are derived from 3-D mapping techniques, field data, and subsurface data. The process of reconstruction involves distinct steps, each one of them undertaken using dedicated software (Fernández, 2004; Fernández et al., 2004).

Three-Dimensional Digitalization

The initial part of this process consists of the compilation of field data and their positioning in 3-D space. This occurs using Microstation© software (Bentley Systems, Incorporated). When working with seismic data, The Kingdom Suite© and 2DMove© (Midland Valley) are used.

Field data have been positioned and georeferenced using digital terrain models (DEMs) constructed from digital topography and draped by ortophotographs at a scale of 1:5000 (Figure 6). This process has a degree of uncertainty of ± 5 m (16 ft) with respect to the original information, which is the size of the DEM mesh.

Map traces of stratigraphic horizons and formation contacts as well as faults have been traced on the 3-D terrain model (Figure 6). Several steps can be performed to analyze, validate, or densify field data. This is possible because of the use of an in-house software designed specifically for this purpose (Fernández, 2004, 2005; Fernández et al., 2004), implemented within Microstation[©] software. Some of these operations are explained as follows.

- Three-dimensional digitalization enables us to extract dip data by calculating best-fit planes through the planar regression of digitized map traces (Fernández, 2005). Thus, we can maximize the information derived from geologic mapping because it is possible to extract information from the DEM. Orientation values can be compared to the dip data directly obtained in the field or even to validate them by intersecting a plane with a known orientation with the DEM. In this way, map trace analysis can provide values of orientation for areas without direct field measurements and help densify the field structural data.
- Knowing the 3-D location and orientation of two single points (i.e., two different horizons at two different points), calculating the stratigraphic separation between them is possible.
- 3) Given the location and orientation of a map trace or any type of georeferenced element, this can be projected perpendicular to bedding to validate stratigraphic measurements done in the field or even to densify data.

In the same 3-D space, we can georeference all the information from subsurface media.

Structural and Stratigraphic Analysis

The objective of this step is to define a geometric model that will be the framework for the generation of the multiple surfaces that form the structure. This geometric model has to incorporate the maximum amount of data possible, considering the main structural and stratigraphic features of the structure. This step occurs through the structural analysis of the available


data together with the determination of stratigraphic relationships between georeferenced elements.

This process is performed with the aid of in-house applications developed within Microstation© software to assist in the structural and stratigraphic analysis of data (Fernández, 2004), in combination with classical structural analysis programs such as Orient© (Charlesworth, H.) or GeOrient© (Holcombe, R.).

In our example, the geometric model created is based on the dip-domain method, which assumes that structures can be subdivided in volumes within which the attitudes of stratigraphic horizons remain constant (Figure 7). This is equivalent to the dip-domain method used in the construction of sections in two dimensions. The details of this method can be found in Fernández et al. (2004). The result of the structural analysis will be a 3-D representation of all available structural data (even field data or secondary data obtained through 3-D digitalization) subdivided into volumes of constant orientation, together with the location and orientation of the dip-domain boundaries. Moreover, main structural vectors and secondary structures will also be identified and incorporated into the geometric model (i.e., fold axis orientations, existence of minor folds, etc.).

The geometric model is completed with the analysis of stratigraphic separations, which consists of the determination of stratigraphic thicknesses between geologic horizons and its variation all over the studied area. This is done using primary field measurements or information obtained during the 3-D digitalization process. This is necessary to optimize the structural analysis because it enables the stratigraphic projection of data to constrain areas of a particular surface with incomplete information. It can be easily incorporated into the geometric model as annotations in the 3-D space.

Using this methodology, a dip-domain model has been generated and combined with a 3-D model of stratigraphic separations to project dip data into the surfaces that will be reconstructed.

For 3-D reconstruction, the best practice involves working with single surfaces at a time. Once a satisfactory geometric model is obtained, the process of horizon reconstruction begins with the generation of a particular surface called the reference surface (Figure 8).



Figure 7. Schematic diagram of the dipdomain method used for the geometric analysis of dip data. (top) Stratigraphic horizons distributed in dip domains limited by different types of boundary surfaces. A = thrust surface; B = axial surface; C =unconformity. (below) Volumes within which the attitude of stratigraphic horizons remains constant. Modified from Fernández (2004).



Reconstruction of the Reference Surface

The reference surface represents a geological surface (commonly a stratigraphic horizon) for which we have a great deal of information and/or which can be identified all along the structure. The importance of defining such a reference surface is that accumulated uncertainty during surface generation will be minimized because the reconstruction will have less degree of freedom. In this study, this surface corresponds to the base of the Montagut unit (Coniacian).

Having defined the geometric model and knowing the stratigraphic position of this reference horizon, we proceed with the generation of the structural contours for that surface (Figure 8). This is done within Microstation[©] software and taking advantage of in-house applications. Remember that the generation of structural contours is constrained by the position and boundaries of the defined dip-domain volumes and the model of stratigraphic variations. This means that once the stratigraphic position of a surface within a dip domain is known, the generated contours for that surface part will be extended until reaching the dip-domain boundary. This has to be done consecutively through all the dip-domain volumes, honoring both the stratigraphic position and the mean orientation calculated for that surface part in the corresponding dip domain.

Thereafter, using GOcad[©] (Paradigm), or alternatively 3DMove[©] (Midland Valley), a triangulated irregular network (TIN) surface is generated (Figure 8). The algorithms used to generate the TIN surface are based on the discrete smooth interpolation method (DSI of Mallet, 1989) when working in GOcad[©], or alternatively based on the Delaunay triangulation method (Delaunay, 1934) when using 3DMove[©].

During this stage, defining and reconstructing key structures that can control the position and geometry of the dip domains is necessary (i.e., A in Figure 7). In this study, these are several oblique normal faults that compartmentalize the structure as well as minor thrusts affecting the frontal limb. They correspond to a special type of dip-domain boundary, the so-called discontinuity boundary (Fernández, 2004).

The reconstruction of these fault surfaces is similar to the reconstruction of horizons and is done from

Figure 8. Sequence of images illustrating the process of reconstruction of the reference surface. (a) Available data georeferenced. (b) Construction of the geometric and stratigraphic model following the dip-domain method. (c) Construction of the structural contours of the reference surface. Note the presence of the SC-1 well used to constrain the stratigraphic position of the reference horizon. (d) Triangulated irregular network (TIN) surface generated. field data, when available; otherwise, it is inferred from the geometry of the displaced horizons and their map attitude.

With the main faults and the reference horizon reconstructed, the other significant horizons of the structure have to be built. The selection of these horizons is made following geological criteria with the final objective being the creation of an overall view of the structure, which is as comprehensive as possible. Using the reference surface and the 3-D model of stratigraphic separations, other surfaces can then be reconstructed automatically in an efficient manner.

Reconstruction of Additional Surfaces

We propose an automated method to complete this step based on isopach maps, which represent the stratigraphic thickness between the reference horizon and the new horizon that has to be reconstructed. These isopach maps have been created from field data, wells, and the 3-D digitalization, following the model of stratigraphic separations defined during the structural analysis.

The reconstruction of the geometry of additional surfaces has been attempted using 3Dmove[©] software (Midland Valley). The surface construction tool can deal with either constant or variable thickness isopachs. The information required consists of a 3-D surface (in this case the reference surface) and a 2-D isopach map that reflects the thickness variations. The limitations of the method depend on the dip of the 3-D surface and the detail of the isopach map.

Two additional stratigraphic horizons have been reconstructed, which correspond to, from the youngest to oldest, respectively, the base of the Santa Fe unit, upper Cenomanian in age, and the top of the Aramunt unit, lower Santonian in age.

Structure at Depth

Concurrently with the 3-D reconstruction at surface, we proceed to reconstruct the geometry of the Bóixols thrust from subsurface data. In the same manner as the horizon reconstruction, we have first generated the structural contours of the thrust surface, and afterward, a TIN surface has been created (Figure 9).

The degree of uncertainty in the reconstruction of this structure is higher than that in the reconstruction of the anticline at surface, as a result of the irregular spacing, quality, and scale of original data (Figure 4).

Forward Numerical Modeling

Once the 3-D models of the fold at surface and the thrust at depth have been created, a forward modeling

technique is applied to explore the potential relationships between both structures (Figure 10). This methodology consists in defining initial conditions and applying a kinematic model to obtain a 3-D model of the structure. Through this process, the influence of different parameters and processes in the structure's evolution can be explored. The 3-D character of this approach also makes it possible to study the influence of their variation along the structure. With the application of different kinematic models, different hypotheses about the structure can be studied and compared to the 3-D reconstruction. Thus, the 3-D reconstruction can be assessed (Figure 9).

We use an in-house 3-D numerical forward modeling program developed specifically to address the geometry of pre- and syntectonic sediments and their relationship to deeper structures. The model is a combined kinematic and sedimentary model in which all beds and structures are modeled in a Lagrangian framework to allow overturned structures to develop (Waltham and Hardy, 1995). A variety of different kinematic models can be applied or tested with respect to a particular structure (Hardy and Poblet, 1995; Hardy and Ford, 1997). The resolution of the model is 25 m (82 ft), and studied areas can be up to 50×50 km (31×31 mi) in surficial extent.

The objective behind the forward modeling is not to obtain an exact representation of the structure but to obtain a 3-D model consistent with some of the general parameters defined. The aim of this modeling technique is not, in this study, to obtain quantitative information about the structure geometry and evolution but instead to have qualitative models with which to interpret what we see in reality.

The first step in the numerical modeling is to establish the initial geometric conditions, constrained from the 3-D model and from knowledge of the structure, which represent the most important features that the numerical model has to honor. In this case, some geometric constraints are the following (see the Results and Discussion section for details).

- A footwall ramp with a cutoff angle between 22 and 30° to the north, near-horizontal flat
- A backlimb length approximately twice the displacement value
- A fold with a long backlimb, a short crest, and a near-vertical to slightly overturned frontal limb
- The existence of dramatic thickness variations between footwall and hanging-wall series, especially in the synrift sequence
- Different altitude in the regional level of the base of the postrift sequence (between the hanging wall and footwall of the thrust)



Figure 9. (top) Different views of the 3-D reconstruction achieved. (a) View from the northwest. (b) View from the north. The dark folded surface corresponds to the reference horizon or base of the Montagut unit. (c) Map view (with the location of the sections shown below). (d) View from the northeast. (below) Sections obtained from 3-D reconstruction. AA', BB' = longitudinal to structure; CC', DD', EE' = perpendicular to structure.



Figure 10. Three-dimensional (3-D) forward modeling performed. (top right) Different views of the generated 3-D image of the structure. (top left) Map view with locations of the cross sections presented below, derived from the 3-D forward model. AA' corresponds to the initial geometry conditions for the simulation. As well as BB' and CC' cross sections, it is parallel to the displacement direction whereas DD' is perpendicular. Note the differences in thickness in the synrift materials.

A tip line sealed by the synfolding materials (Areny group)

Using these features as a guideline, we have iteratively applied several different kinematic models (foldbend folding [Suppe, 1983], fixed-axis, constant thickness fault-propagation folding [Suppe and Medwedeff, 1990], and trishear fold-propagation folding [Erslev, 1991]) in an attempt to reproduce the characteristics of the Bóixols thrust and the Sant Corneli anticline. The numerical modeling performed suggests that faultpropagation fold models with constant bed thickness (Suppe and Medwedeff, 1990) account best for most of the features of the Sant Corneli anticline. In Figure 10, we show a best-fit model with the dimensions of the Sant Corneli anticline, in which the displacement is almost constant all along the thrust fault with a slight decrease close to the tips.

To match the observed geometries of the fault, the fold, and the relationship between them, it is necessary to propose the existence of an inversion of the extensional Early Cretaceous system and generation of structural uplift prior to the development of the Bóixols thrust. Otherwise, the present-day geometry cannot be satisfactorily reproduced (Figure 3). The main features illustrating this preexisting configuration are thickness variation in the synrift materials together with different altitude of the regional level of the postrift sequence base. This idea is supported by knowledge of the regional geology and discussed in the next chapter.

However, although the numerical modeling performed reproduces most of the geometrical features of the folded postrift sequence, it does not reproduce as well the geometries displayed by the synfolding materials.

RESULTS AND DISCUSSION

Reconstruction at Surface

Three stratigraphic horizons have been reconstructed (as explained previously): the first postrift horizon (base of the Sta Fe unit, upper Cenomanian); base of the Montagut unit, Coniacian (reference surface); and the ultimate surface from the postrift sequence, lower Santonian in age (Aramunt unit). In addition, four oblique normal faults and one minor thrust in the frontal limb have also been reconstructed (Figure 9). The degree of uncertainty of the 3-D reconstruction ranges from ± 5 m (16 ft) in well-constrained areas (which is the inherent error associated with the scale of the DEM) to ± 20 m (66 ft) in zones with poor surface and subsurface control. The 3-D reconstruction shows an asymmetric fold with a backlimb dipping 24–33° to the north, a forelimb dipping 60° south to 75° north (overturned), and a wide crest. It also shows along-strike geometric variations that were unknown before the 3-D reconstruction being made (Figure 9). The most remarkable ones are changes in the plunge of the fold axis overprinting the general plunge of the fold toward the west. These changes are restricted to two different areas of the fold: the area where most of the oblique extensional faults are located and the area near Sant Antoni reservoir where an abrupt increase of the fold plunge results in the disappearance of the surface expression of the fold westward.

From seismic interpretation and the regional cross sections, we can observe that the fold backlimb is approximately double than the displacement along the thrust fault, so it is consistent with a fault-propagation fold (Suppe and Medwedeff, 1990).

Reconstruction at Depth

The Bóixols thrust consists of a near-horizontal flat and a frontal ramp, which dips $22-30^{\circ}$ to the north in the study area (as does the backlimb of the Sant Corneli anticline). The intersection of the ramp and flat is a west-dipping line with a sudden dip increase near the Sant Antoni reservoir.

Discussion

From a regional point of view, the general plunge of the fold toward the west is clearly consistent with a deepening of the thrust (Figure 9). Although, comparing the geometry of the fold and the thrust, we can observe that although the thrust geometry at depth remains overall constant, the fold geometry at surface shows along-strike variations, particularly in the plunge of the fold axis (as it has been explained above).

One of the areas that demonstrates the most significant changes in the attitude of the fold axis, and changes in the fold geometry itself, coincides with the area where synrift deposits undergo considerable thinning and also with the occurrence of the oblique normal faults that compartmentalize the fold (Figure 9). Previous studies (García-Senz, 2002) pointed out the geometry of the Lower Cretaceous rift system, and our study area is located in the western termination of one of these extensional basins (Organyà basin). This fact is crucial in explaining the longitudinal variation of the fold geometry and can be related to the position and geometry of the extensional basin margin. Moreover, the position of the oblique normal faults is consistent with the position and orientation of that western boundary of the Organyà basin.

The other area with remarkable changes in the fold plunge is near the Sant Antoni reservoir. There, the 3-D reconstruction performed shows that the western termination of the anticline at surface does not represent the termination of the structure as demonstrated by the parallelism between the plunge of the fold and the dip of the thrust ramp at depth (Figure 9). Furthermore, the forward modeling has demonstrated that a decrease in slip can also increase the plunge of the fold axis (Figure 10, DD'). This hypothesis has been tested by comparing seismic sections at both sides of the Sant Antoni reservoir, and we found out that together with a deepening of the thrust, a minor structural relief (as imposed by the thickness decrease of the folded succession) and a decrease in fault displacement can also be observed. We prove that the Sant Corneli anticline continues at depth below the synfolding strata.

The Sant Corneli anticline was developed above the frontal ramp of a blind thrust, which occurred in the footwall of a previous extensional fault (Figure 11). At least part of the inversion and creation of structural relief occurred before the beginning of thrusting, as is shown by the position and characteristics of most of the synfolding deposits (Areny group), at present cropping out only in the southern limb of the structure (Figure 11). This result is supported by the forward model, in which the existence of a structural uplift previously to the thrust development was necessary. This preexisting structural relief was solved by defining an initial situation for the forward modeling in which the synrift sequence demonstrated dramatic thickness changes parallel to the thrust transport direction (Figure 10, AA') as well as being already uplifted above the regional level. Then, we run the forward modeling algorithm and created the Bóixols thrust over this preexisting configuration.

CONCLUSIONS

The objective of this study was to develop and apply a new methodology for the 3-D reconstruction and interpretation of fault-related structures based on field and subsurface data.

This methodology has been tested in the Sant Corneli anticline, located in the south-central Pyrenees. This anticline and the thrust that it is related to (Bóixols thrust) are the result of the complex evolution of a previous rift system. Thus, the present-day geometry and stratigraphy of this fold are clearly three dimensional, reflecting the structural and paleogeographical evolution of the region.

This study has demonstrated that a full 3-D approach, like the methodology described in this article, is the only way to constrain and define the 3-D geometry and evolution of this kind of structure in a reasonable manner. Along-strike geometric variations of the structure that otherwise would remain unknown can become apparent following this 3-D technique of reconstruction.

A 3-D geometric model of the folded postrift materials (Upper Cretaceous) has been undertaken from field data together with a 3-D simplified geometric model of the thrust surface at depth (in that case obtained from subsurface data). The application of 3-D forward numerical modeling techniques has permitted the exploration and characterization of the relationship between both related structures and has given a kinematic interpretation of the structure evolution. However, we have to go further in to better define the function of the synfolding sequence.

Finally, this study has suggested that the Sant Corneli anticline is a fault-propagation fold related to a thrust, which was developed as a shortcut of a previous extensional system. The location and geometry of this system and its inversion, confirmed in this study, controlled most of the geometric features showed by the fold at surface.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was conducted under the financial support of the Modelización Estructural 4-D project (CGL2007-66431-C02-01). Research by J. Mencos is funded by a predoctoral grant from the Ministerio de Ciencia e Innovación (2004-1824). We wish to acknowledge Grup de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (2001SGR-000074). Part of the seismic interpretation used The Kingdom Company software, which was generously provided by Seismic Micro-Technology via the University Gift Program. Midland Valley is acknowledged for providing 2DMove and 3DMove, which were used for part of the seismic interpretation and 3-D reconstruction and visualization. We also acknowledge Bentley Systems Inc. for providing Microstation, which was used for 3-D digitalization and 3-D reconstruction. Part of the 3-D reconstruction process was performed using Gocad by Paradigm. P. Arbués and Servei Geològic de Catalunya are acknowledged for providing mapping information. The manuscript has been improved by the comments of Jürgen Adam, Massimo Bonnova, and two anonymous reviewers.





REFERENCES CITED

- Arbués, P., E. Pi, and X. Berástegui, 1996, Relaciones entre la evolución sedimentaria del Grupo de Arén y el cabalgamiento de Bóixols (Campaniense terminal-Maastrichtiense del Pirineo meridional-central): Geogaceta, v. 20, no. 2, p. 446 449.
- Ardèvol, Ll., J. Klimowitz, J. Malagón, and P. Nagtegaal, 2000, Depositional sequence response to foreland deformation in the upper Cretaceous of the southern Pyrenees, Spain: AAPG Bulletin, v. 84, no. 4, p. 566 587.
- Banerjee, S., and S. Mitra, 2004, Remote surface mapping using ortophotos and geologic maps draped over digital elevation models: Application to the Sheep Mountain anticline, Wyoming: AAPG Bulletin, v. 88, no. 9, p. 1227 1237, doi:10.1306/02170403091.
- Banerjee, S., and S. Mitra, 2005, Fold-thrust styles in the Abaroka thrust sheet, Caribou National Forest area, Idaho-Wyoming thrust belt: Journal of Structural Geology, v. 27, p. 51 56, doi:10.1016/j.jsg.2004.07.004.
- Beaumont, C., J. A. Muñoz, J. Hamilton, and P. Fullsack, 2000, Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models: Journal of Geophysical Research, v. 105, no. B4, p. 8121 8145, doi:10.1029/1999JB900390.
- Berástegui, X., J. García-Senz, and M. Losantos, 1990, Tectosedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous: Bulletin de la Societe Géologique de France (8), v. 6, no. 2, p. 251 264.
- Bond, R. M. G., and K. R. McClay, 1995, Inversion of a lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain, *in* J. G. Buchanan and P. G. Buchanan, eds., Basin inversion: Geological Society (London) Special Publication 88, p. 415 431.
- Cámara, P., and J. Klimowitz, 1985, Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica: Estudios Geológicos, v. 41, p. 391 404.
- Carrera, N., J. A. Muñoz, and E. Roca, 2009, 3D reconstruction of geological surfaces by the equivalent dip-domain method: An example from field data of the Cerro Bayo Anticline (Cordillera Oriental, NE Argentine Andes): Journal of Structural Geology, v. 31, no. 12, p. 1573 1585.
- Delaunay, B., 1934, Sur la sphère vide: Izvestia Akademii Nauk SSSR, Otdelenie Matematicheskikh i Estestvennykh Nauk, v. 7, p. 793 800.
- Erslev, E. A., 1991, Trishear fault-propagation folding: Geology, v. 19, p. 617 620, doi:10.1130/0091-7613(1991)019 <0617:TFPF>2.3.CO;2.
- Fernández, O., 2004, Reconstruction of geological surfaces in 3D: An example from the southern Pyrenees: Ph.D. thesis, Department of Geodynamics and Geophysics, University of Barcelona, 321 p.
- Fernández, O., 2005, Obtaining a best fitting plane through 3D georeferenced data: Journal of Structural Geology, v. 27, p. 855 858, doi:10.1016/j.jsg.2004.12.004.

- Fernández, O., J. A. Muñoz, P. Arbués, O. Falivene, and M. Marzo, 2004, Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: An example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa Basin (Pyrenees, Spain): AAPG Bulletin, v. 88, p. 1049 1068, doi:10.1306/02260403062.
- García-Senz, J., 2002, Cuencas extensivas del Cretacico Inferior en los Pirineos Centrales, formación y subsecuente inversión: Ph.D. thesis, Department of Geodynamics and Geophysics, University of Barcelona, 310 p.
- Garrido-Mejías, A., 1973, Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérica): Ph.D. thesis, University of Granada, 335 p.
- Hardy, S., and M. Ford, 1997, Numerical modeling of trishear fault propagation folding: Tectonics, v. 16, no. 5, p. 841 854, doi:10.1029/97TC01171.
- Hardy, S., and J. Poblet, 1995, The velocity description of deformation: Paper 2. Sediment geometries associated with fault-bend and fault-propagation folds: Marine and Petroleum Geology, v. 12, no. 22, p. 165 176, doi:10.1016 /0264-8172(95)92837-M.
- Husson, L., and J. L. Mugnier, 2003, Three-dimensional reconstruction from outcrop structural data, restoration, and strain field of the Baishai anticline, western Nepal: Journal of Structural Geology, v. 25, p. 79 90, doi:10.1016/S0191-8141(02)00044-5.
- Lanaja, J. M., 1987, Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España: Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, 465 p.
- Mallet, J. L., 1989, Discrete smooth interpolation: ACM Transactions on Graphics, v. 8, no. 2, p. 121 144, doi:10.1145 /62054.62057.
- Mitra, S., 2002, Structural models of faulted detachment folds: AAPG Bulletin, v. 86, no. 9, p. 1673 1694.
- Muñoz, J. A., 2002, Alpine tectonics: I. The Pyrenees, *in* W. Gibbons and T. Moreno, eds., Geology of Spain: Bath, United Kingdom, The Geological Society, p. 367–401.
- Mutti, E., and M. Sgavetti, 1987, Sequence stratigraphy of the Maastrichtian Arén region, south-central Pyrenees, Spain: Distinction between eustatically and tectonically controlled depositional sequences: Annali dell Università degli Studi di Ferrara, Sezione Scienze della Terra, v. 1, no. 1.
- Simó, A., 1986, Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, south-central Pyrenees (Spain): Tectonophysics, v. 129, p. 205 231, doi:10.1016/0040-1951(86) 90252-0.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science, v. 283, p. 684 721.
- Suppe, J., and A. Medwedeff, 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: Eclogae Geologicae Helveticae, v. 83, no. 3, p. 409 454.
- Waltham, D., and S. Hardy, 1995, The velocity description of deformation: Paper 1. Theory: Marine and Petroleum Geology, v. 12, no. 2, p. 153 163, doi:10.1016/0264-8172(95) 92836-L.

apèndix E

Model Geològic 3D

(Vegeu CD adjunt al final d'aquest document)