

ELS RIUS GAIÀ I FRANCOLÍ COM A EXEMPLE DE COMPETÈNCIA PEL TERRITORI DE DRENATGE EN EL MARGE SUD ORIENTAL DE LA CONCA DE L'EBRE REGULAT PER FRACTURES EXTENSIVES D'EDAT MIOCENA

Joan Rubió i Guilleumas*

Resum

La formació i estructuració de la conca de l'Ebre a finals de l'Eocè contrasta amb l'època distensiva iniciada durant el Miocè en tota la Mediterrània occidental amb la formació del solc valencià davant el llevant peninsular. Ambdós processos han determinat tant l'estructuració actual de la geografia catalana oriental, amb la formació dels sistemes de relleus litoral, prelitoral i les fosses del Penedès i el Camp de Tarragona, en el seu sector central, com la delimitació i caracterització del sistema de drenatge actual des del Ter fins a l'Ebre.

La formació del relleu actual en aquest sector ha estat constituïda per processos interns d'ascens i descens de la litosfera reflectits damunt la superfície per línies de fractura, algunes heretades d'èpoques compressives anteriors que permeten el joc entre blocs rocosos de dimensions quilomètriques. La xarxa hidrogràfica instal·lada damunt els relleus (elevacions i depressions) formats és dirigida pel moviment tectònic dels blocs, al mateix temps que col·labora amb la seva tasca erosiva a l'alleujament de pes dels blocs rocosos elevats, i amb la seva tasca sedimentària a acumular pes sobre d'altres blocs deprimits. Aquesta doble labor acaba contribuint al moviment general d'aixecament i enfonsament de blocs i, en definitiva, a l'evolució de la conca hidrogràfica dels mateixos rius i del relleu. Les fractures que presenten un historial d'activitat més ampli són ocupades per rius més actius, grans i cabalosos amb tendència a la captura de conques veïnes.

El Gaià i el Francolí, veïns de drenatge de la fossa del Camp de Tarragona, de la prelitoral i de part de la conca de l'Ebre, han evolucionat conjuntament al llarg del temps. Són el reflex ja una mica madur de la xarxa hidrogràfica instal·lada sobre els relleus formats a principis del Miocè a la costa de llevant i, per tant, l'observació de la forma, dipòsits i pendents, entre altres, de les seves conques hidrogràfiques permet fer-nos una idea de com han estat actuant els mecanismes tectònics sobre el terreny així com veure'n l'evolució passada i futura.

* Professor d'institut d'ensenyament secundari, és llicenciat en Ciències Geològiques per la Universitat Autònoma de Barcelona. Centre d'Estudis del Gaià. Adreça electrònica: jrubi2@xtec.cat

Paraules clau: riu Gaià, riu Francolí, el Camp de Tarragona, conca/depressió de l'Ebre, serralades costaneres catalanes, captura fluvial, denudació tectònica, denudació fluvial.

Abstract

The formation and structure of the Ebro basin at the end of the Eocene Epoch contrasts with the distensive stage that was initiated during the Miocene throughout the western Mediterranean with the formation of the Valencian groove in front of eastern Iberian Peninsula. Both processes have determined the current structure of eastern Catalan geography, with the formation of coastal and pre-coastal land relief systems and Penedès and Camp de Tarragona trenches, in its central area, and definition and characterization of current drain system from Ter to Ebro.

The formation of the current land relief in this area has its origin in internal processes of lithosphere rise and fall that are reflected on the surface by fault lines, some of them inherited from previous compressive eras. These fault lines enable contact among kilometric boulders. The hydrographical network on the land relief (elevations and depressions) is led by tectonic movement of the boulders. This movement causes higher boulders to lose weight, with its erosion, and depressed boulders to gain weight, with its sedimentation. This double process contributes to the general movement of lifting and sinking of boulders and, ultimately, to the evolution of the rivers' basin and relief. Fractures with a widest activity history are occupied by more active, large and flowing rivers, prone to catching neighbouring basins.

Gaià and Francolí, drainage neighbours of Camp de Tarragona and pre-coastal faults and part of the Ebro basin, have evolved together over time. They are a quite mature reflection of the hydrographical network based on the land reliefs formed in the early Miocene in the east coast. Therefore, the observation of its hydrographical basins' form, deposits and slope, among other features, enables us to have an idea about how tectonic mechanisms have been acting on the ground and to see its past and future evolution.

Keywords: Gaià river, Francolí river, Camp de Tarragona, Ebro basin/depression, Catalan coastal mountain ranges, stream capture, tectonic denudation, fluvial denudation.

Introducció

Una de les característiques geològiques dels rius Francolí i Gaià és el fet de néixer a la depressió o conca de l'Ebre i traspasar a l'altra banda dels relleus més alts de les serralades costaneres catalanes per anar a desembocar a la Mediterrània.

Com pot néixer un riu en una conca, un espai voltat de muntanyes on sembla que el primer que hi ha d'haver és un llac, i traspasar aquestes muntanyes per buscar el camí cap al mar? El primer que se'ns ocorre és pensar que el llac ha sobreixit per un punt i que llavors el corrent d'aigua ha fet un efecte erosiu molt fort i persistent sobre les roques de la cadena muntanyosa i que s'ha obert pas, d'aquesta manera, cap a zones més baixes i finalment cap al mar. Veiem que hauria d'haver-hi un cúmul de casualitats perquè això fos així en una porció de territori tan gran.

Les coses, tot i que a vegades són així de simples, en aquest cas prèviament cal fer uns aclariments. Primer, de procediment, pel qual un riu es pot obrir pas per entre alts relleus, i segon, de significats, entre el que és geològic i el que és geogràfic quan parlem de conca de l'Ebre.

El relleu

El relleu és un element fonamental en geologia i al llarg dels anys de la seva història, des que és una ciència, i de nombrosos estudis i experimentacions, hem descobert que aquest

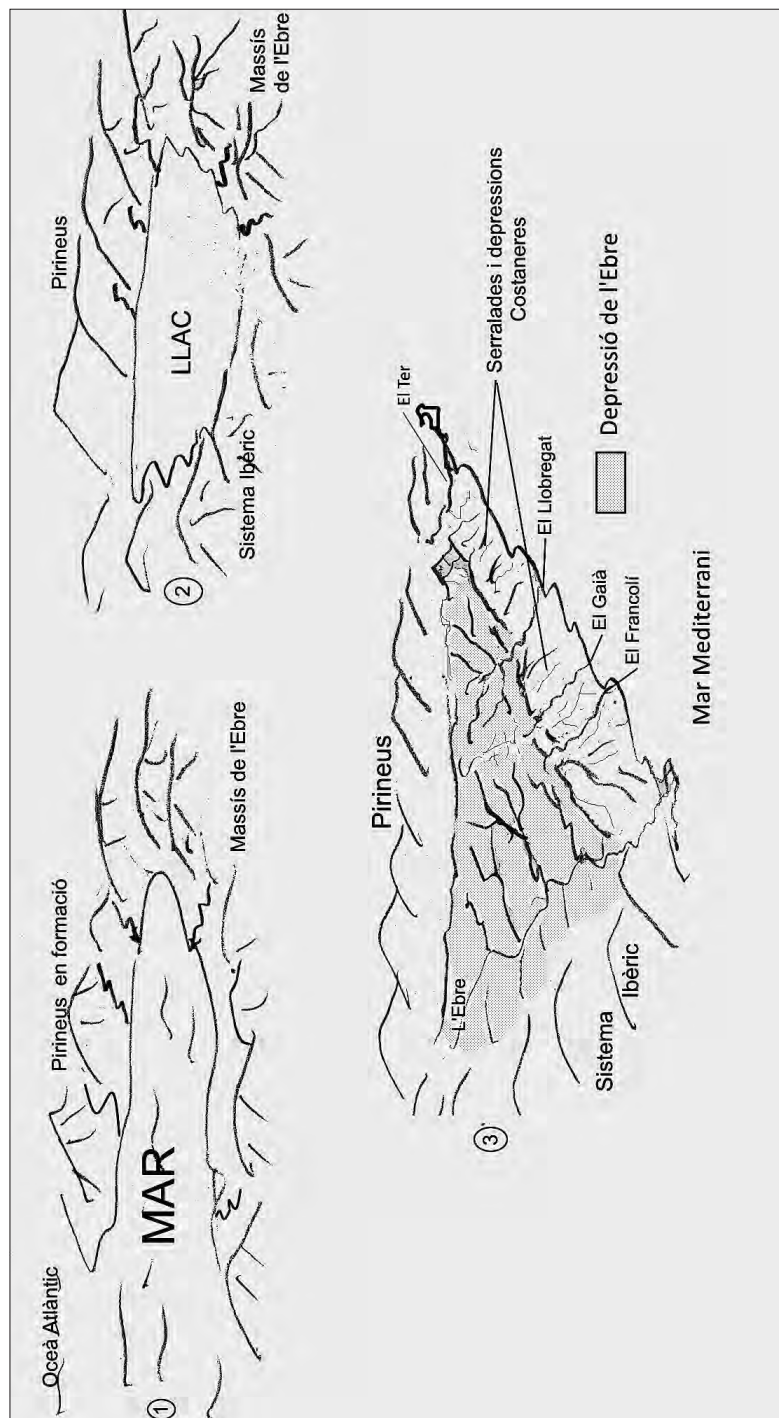
relleu fonamental és mòbil i canviant i el que durant un temps va ser una conca (depressió) al cap dels anys passa a ser una serralada muntanyosa (elevació), i el que havia estat una immensa serralada passa a ser una zona ampla i plana. Els motors de tals canvis no són del tot visibles a la superfície on ens movem, on només podem veure els seus efectes. Aquests, si són adequadament analitzats i centrats dins un marc més ampli de coneixements geològics, ens mostren el comportament de les capes profundes de la litosfera on operen fenòmens encara no del tot coneguts però que en són els responsables. Aquest coneixement sobre la inestabilitat dels relleus, que en aquest article exposarem breument, no només es complia pel seu vessant lúdic o intel·lectual sinó que respon a les angoixes que passem els humans en pensar que aquests canvis s'han produït a força de constants i successius terratrèmols que afecten la superfície i que, per tant, són un risc al qual estem sotmesos i que volem predir i controlar pel que ens hi va. Aquests moviments, que podem considerar imperceptibles per a nosaltres, ja que es donen en lapsos de temps immensos, permeten als rius excavar en els relleus i obrir-s'hi pas, tal com han fet el Gaià i el Francolí en els últims temps geològics a cavall entre la depressió de l'Ebre i les serralades litorals catalanes.

La conca i la depressió de l'Ebre

També cal aclarir en aquest text quan ens referim a conca de l'Ebre i quan ho fem parlant de depressió. El segon terme té un sentit més geogràfic i no es refereix tampoc exclusivament a la conca de drenatge o hidrològica de l'Ebre actual, que sí que està circumscrita òbviament a la depressió de l'Ebre, sinó a aquell terreny més o menys pla, elevat o no respecte al mar i voltat de muntanyes amb unes característiques litològiques, estructurals i climàtiques, entre d'altres. Un terme i l'altre van estretament lligats a través de la història geològica, ja que la conca de l'Ebre passà de ser una conca plenament marina i sedimentària a convertir-se en un altiplà endorreic i aïllat del mar. Posteriorment, molt ja en els temps actuals, va començar a funcionar com a conca hidrogràfica quan l'altiplà es va obrir al mar Mediterrani i el riu Ebre es va configurar tal com el coneixem avui dia (vegeu figura 1). En aquest article ens referirem a depressió de l'Ebre quan donem a conèixer els fets geològics més actuals, durant els quals ja havia deixat de funcionar com a conca sedimentària i havia entrat en el període de desmantellament, que segueix produint-se avui dia amb rius com el Gaià, el Francolí o el Llobregat, que han arribat al seu interior i li han pres els sediments i l'aigua. Tanmateix, l'espai conserva certs aspectes del seu tancament heretat d'èpoques anteriors gràcies als quals podem anomenar-lo depressió de l'Ebre (figura 1).

La importància de la depressió de l'Ebre en aquest article rau en dues raons. La primera és que els rius dels quals ens disposem a parlar neixen en el seu interior i, per tant, posen al descobert els seus materials, que ens mostren el que fou el seu funcionament com a conca sedimentària en el passat, relacionada directament amb l'aixecament dels Pirineus al nord del país.

La segona de les raons és que per a comprendre l'estructura, la dinàmica i la geografia actuals del marge sud-oriental del país, per on discorren i evolucionen, entre d'altres, el Gaià i el Francolí, és necessari observar la zona amb una àmplia perspectiva geològica i geogràfica del nord-est peninsular, i per això cal incloure en les observacions la gènesi i l'evolució fins al desmantellament actual de la conca/depressió de l'Ebre i els seus relleus circumdants associats.



□ Figura 1: Evolució esquemàtica de la conca-depressió de l'Ebre al llarg dels temps geològics des del (1) Paleocè (65 milions d'anys) fins a l'actualitat (3). Durant la major part del temps actua com a conca sedimentària; actualment presenta les característiques d'una depressió, però només actua com a conca hidrogràfica fent una funció erosiva antagònica a la funció de conca sedimentària. Noteu que els caràcters funcionals del relleu (elevació/depressió) s'han invertit amb el temps.

La formació i evolució de la conca de l'Ebre ha tingut un abast regional amplíssim i ha caracteritzat els últims 65 milions d'anys (m.a.) de la història geològica del nord-est peninsular, contemporàniament amb l'elevació dels Pirineus, que n'ha sigut d'alguna manera la promotora.

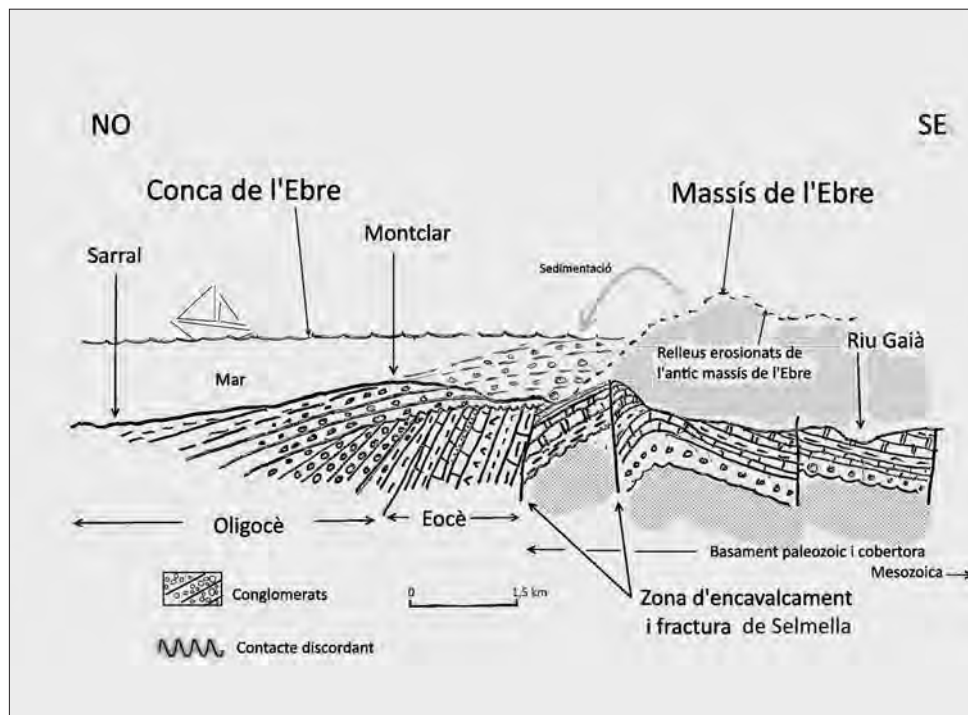
Els dos rius dels quals ens disposem a conèixer algunes característiques són l'últim sospir dels processos que han actuat sobre i dintre l'escorça de la Terra sobre la qual discorren, i els caràcters que posarem al descobert són el reflex actual de l'evolució de bona part del marge sud-oriental de la costa catalana, en un context molt diferent del procés de formació i funcionament de la conca de l'Ebre i els seus relleus circumdants associats en els temps més passats.

Un immens espai ple d'aigua on fan cap tota mena de sediments de les muntanyes que l'envolten. La conca de l'Ebre fou això durant uns 42 milions d'anys. Fa uns 23 milions d'anys alguns fets molt importants ocorreguts a l'interior del mantell terrestre a algunes desenes de quilòmetres de profunditat i relacionats, com hem dit, amb l'aixecament dels Pirineus i els moviments erràtics de les plaques tectòniques, donaren pas a l'extinció definitiva d'aquest mar interior, que conservà encara certes característiques de conca però restringida a un caràcter totalment continental: un territori elevat voltat de muntanyes amb alguns colls però sense sortida a cap mar. Més endavant, en èpoques molt recents (6-8 m.a.), els corrents fluvials que drenaven el marge sud-oriental en capturaren l'interior i un d'ells generà l'Ebre actual, que formà una vasta conca hidrogràfica que coincideix, amb algunes excepcions remarcables geològicament, com les que aquí ens disposem a descriure, amb l'antiga conca sedimentària eocena.

Els materials de reblliment de la conca

El Gaià, des del seu naixement i fins que arriba a Pontils, discorre sobre materials que pertanyen al farciment de la conca de l'Ebre. Són els materials amb els quals s'omplí la conca que existí al sud dels Pirineus durant el Paleogen (65 a 23 milions d'anys). La muntanya de Montclar destaca en el paisatge i és un vestigi del que fou la sedimentació en aquest mar interior en els seus estadis finals. Aquest era el punt on un corrent d'aigua prou important deixava anar la seva càrrega sedimentària de còdols, sorres i llims en el fons submarí de la conca de l'Ebre. Aquests materials resten adossats en el seu marge oriental contra el basament mesozoic, on es recolzen amb un marcat contacte discordant. Pel sud-est d'aquests conglomerats el basament mesozoic configurava per sobre la superfície del mar l'àrea font d'aquests materials grollers del ventall al·luvial de Montclar i el Cogulló (figura 2).

Podem apreciar que ens trobem ben bé al marge de la costa d'aquell mar. La formació Montclar, a la qual pertany la muntanya on hi ha l'ermita de Sant Miquel i els relleus del Cogulló, comprèn 500 metres de gruix de conglomerats amb intercalacions sorrenques i capes lenticulars argiloses que descansen discordantment sobre els dipòsits, primer continentals i després marins soms, del principi de l'Eocè. Les diferents disposicions angulars de les seves capes denoten que la seva sedimentació va ser producte de l'erosió d'un front actiu d'encavalcament que elevava uns relleus del sud-est que s'estenien en forma de serralada, anomenats en la documentació Cadena Catalana Intraplaca (CCI, i CIC en anglès) o també el massís de l'Ebre, i formaven la vora sud-est de la conca de l'Ebre. La sedimentació dels conglomerats de Montclar va perdurar fins a l'Eocè superior (Priabonià, 35 m.a.) i és sincrònica a la formació del plegament anticlinal frontal (Carme-Cabra del Camp) format a la punta de la



□ Figura 2: Perfil geològic de la zona on afloren els conglomerats de la formació Montclar i es posen en contacte discordant sobre les capes eocenes de la base en la zona pròxima a la serralada Prelitoral. S'ha idealitzat en la part superior del dibuix la paleogeografia del moment de sedimentació dels conglomerats.

zona on hi ha el front d'encavalcament del basament format aquí per roques mesozoiques i representat pel massís del Gaià.

L'emplaçament d'aquests conglomerats no és casual i respon a una activitat tectònica que ha tingut fractures com la del nord-oest del Camp de Tarragona, la de la Riba-la Punta de la Móra o la del Pont d'Armentera, que en aquella època actuaven sota un camp d'esforços compressiu. L'anomenat massís del Gaià i, més al sud, després de passar el coll de la Rubiola, el massís de Bonastre també han determinat l'estructura tectònica de bona part d'aquest vorell sud-est de la depressió de l'Ebre, com veurem més endavant.

Si des de Montclar estant mirem al nord-est, es veu la muntanya de Montserrat, també llaurada sobre conglomerats, en una situació tectònica i sedimentària gairebé idèntica als primers. De Montserrat podríem explicar una història molt similar a la dels conglomerats de Montclar. Una làmina d'escorça encavalcant sobre la depressió de l'Ebre i unes fractures de sòcol com la del Llobregat, més activa que la de la Riba, i Vallès-Penedès i Capellades-Vallcarca que han mogut els blocs del sòcol i han generat sobre la superfície un punt de descàrrega de



□ Figura 3: Vista des de Montclar de la zona de la capçalera del Gaià abans d'entrar a creuar la serralada Prelitoral a Pontils. S'observa la flexió cap al nord de l'alternança de capes eocenes d'argiles i calcàries originada pel front encavalcant provinent de l'est. Aquestes capes inclinades cap a ponent passen per dessota els conglomerats de Montclar, que hi descansen discordants. Montserrat, al nord-est, és un altre massís fet de conglomerats amb característiques similars de formació als de Montclar.

sediments submarina molt important, que en superfície vol dir una àmplia conca hidrogràfica amb una activa tectònica d'aixecament de blocs també important. No obstant això, el con al·luvial de Montserrat es va començar a formar amb anterioritat al de Montclar, ja que el xoc encavalcant de la CCI es va propagar de nord-est a sud-oest al llarg del temps, seguint a la vegada que generant la vora encavalcant sud-oriental de la conca de l'Ebre, i també perquè la falla en el sòcol del Llobregat fou probablement més activa en ser més propera als grans esdeveniments tectònics del moment que es donaven als Pirineus, i, per tant, es posa primer en moviment (figura 3).

Observant més al sud el mateix marge de conca hi ha els conglomerats del Montsant, que pertanyen a una època anterior als de Montclar, i vénen a corroborar aquest fet, que es donà en l'espai i el temps, que és la formació d'un seguit de cons al·luvials adossats al relleu que es generava a cada pulsio tectònica en la línia d'encavalcament sobre la conca de l'Ebre. Els cons al·luvials encara de més al sud, el Montsant i Matarranya, ja pertanyen a l'Oligocè (33 a 23 m.a.); per tant, posteriors als de Montclar. En aquella època la conca de l'Ebre s'havia convertit en un mar tancat i desconnectat de l'Atlàntic, endorreic, que es va anar omplint de sediments de caràcter més continental i s'hi van formar molts sistemes lacustres com el

que formà les calcàries de Sarral (Estampià, 35 a 29 m.a.) amb interessantíssima flora fòssil, encara alimentats pels corrents d'aigua que davallaven de les serralades circumdants com el que formava el sistema deltaic de Montclar. D'aquest sistema deposicional ja només queden els sediments que es trobaven submergits; de la conca superficial del curs d'aigua no en co-neixem gaire cosa.

Amb tot, veiem que els corrents d'aigua en aquella època circulaven en aquest sector de Montclar del sud-est cap al nord-oest, atès que el relleu es trobava en la primera direcció i la conca, en la posició de la segona. Feien el camí contrari a com ho fan avui dia els rius Gaià i Francolí en la zona. Avui dia el relleu a erosionar és el de Montclar i la conca on sedimentar és la Mediterrània oriental.

Després de Pontils, el Gaià s'endinsa en els relleus llaurats per antedecència sobre roques mesozoiques pel seu curs i el dels seus tributaris, i creua així la serralada Prelitoral central i arriba a l'altura del Pont d'Armentera, al Camp de Tarragona, on es retroba de nou amb sediments tous amb algunes similituds als de la seva naixença; aquesta vegada, però, miocens. Aquests relleus són els vestigis del basament de l'àrea font que donà pas a la formació dels conglomerats de Montclar, un front encavalcant sobre la conca de l'Ebre.

* * *

En aquest tram el Gaià creua muntanyes tant o més altes que les que es troben a la seva capçalera, i aquest resulta un fet insòlit si no tenim en compte un seguit de conceptes que esperem anar aclarint al llarg del treball. De fet, la labor erosiva del riu ha estat i és al revés; primer ha llaurat les muntanyes del bloc del Gaià/Bonastre més properes a la desembocadura i després ha estabilitzat la capçalera enllà d'aquestes muntanyes, ja dins l'elevada conca de l'Ebre.

Veurem que les conques hidrogràfiques evolucionen des de la seva desembocadura regulades per processos que tot sovint no són només climàtics o litològics sinó que tenen a veure amb els moviments del basament per sobre d'on s'encaixen i circulen. Per apreciar i valorar aquests canvis és necessari il·luminar una mica la geologia i l'evolució històrica general del conjunt del marge sud-oriental de la que fou la conca de l'Ebre.

El massís de Gaià i de Bonastre; la vora encavalcant

Tant el bloc del Gaià al nord com el massís de Bonastre al sud, que són drenats pel Gaià, són el testimoni del que fou el basament del massís de l'Ebre, més concretament del seu marge encavalcant sobre la conca de l'Ebre, per la qual cosa conserva les estructures tectòniques compressives que van generar el marge elevat de la conca de l'Ebre on neix el Gaià i han determinat l'evolució i situació de la seva conca hidrogràfica. Aquests alts tectònics del Gaià i Bonastre reflecteixen perfectament, en la direcció de les seves estructures tectòniques plegades que conserven les seves roques, la tendència compressiva del moment que es donava en tot el nord-est peninsular, dirigida per la col·lisió nord-sud de les plaques ibèrica i europea i l'aixecament dels Pirineus. La seva configuració posterior com a alt tectònic que separa les fosses tectòniques del Penedès i el Camp sembla que té a veure també amb la projecció cap al nord fins al Port del Compte d'aquest alt perllongat a través d'una sèrie de relleus més o menys alts que separen, en direcció molt precisa nord-sud, les conques hidrogràfiques de

l'Ebre a occident i del Llobregat a orient, i separen, d'aquesta manera, dues menes de país amb històries geològiques actualment diferents.

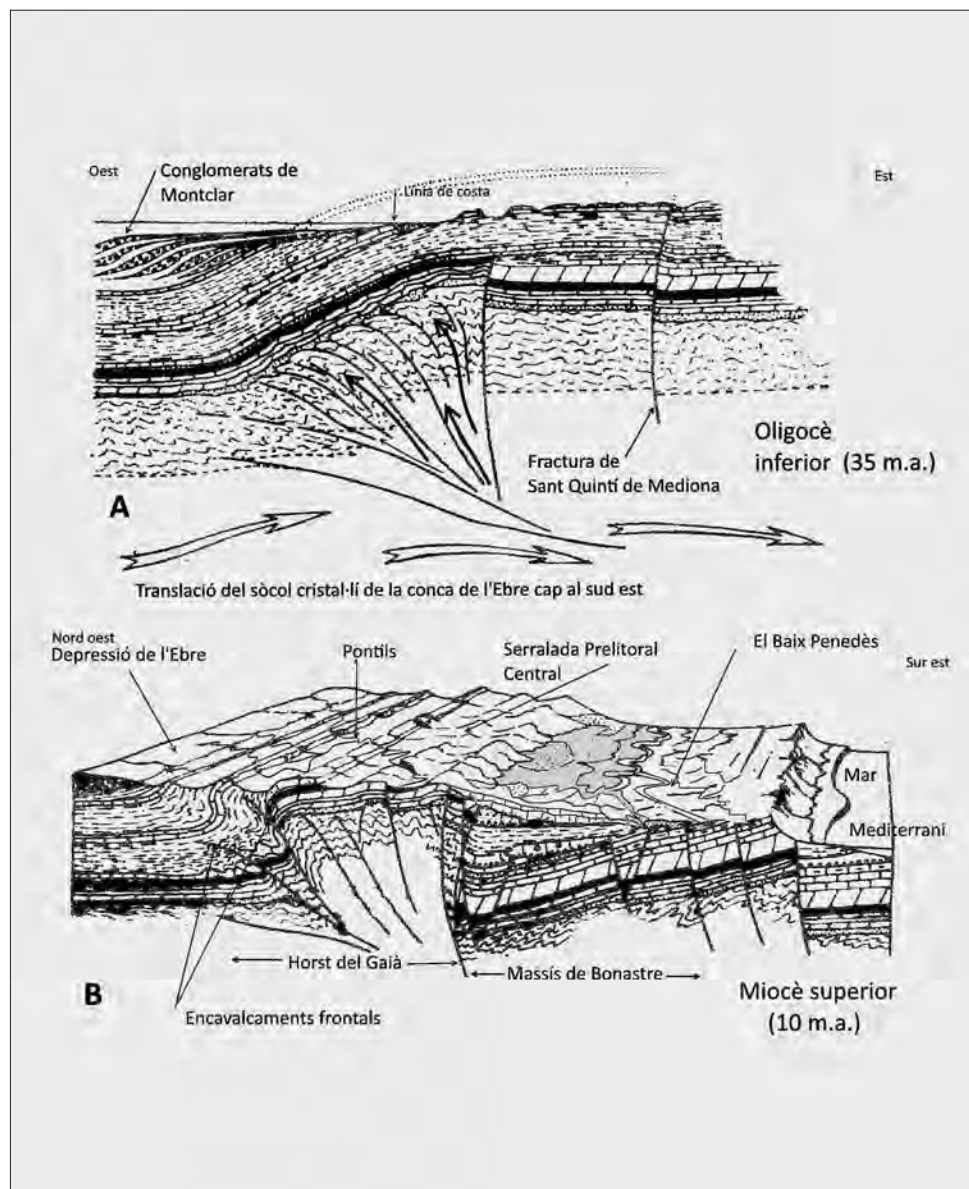
L'empenta tectònica en direcció nord del bloc del Gaià que es produí a finals de l'Eocè i principis de l'Oligocè quedà gravada en la flexió anticlinal quilomètrica que s'observa de materials eocens entre Cabra del Camp (Alt Camp) i Carme (Anoia) (vegeu figura 3). Contemporàniament, un moviment de direcció sud-est gairebé oposat a l'anterior dirigit per la falla de l'Espluga de Francolí-la Punta de la Móra produí la translació del sòcol profund i cristal·lí de la conca de l'Ebre de tal manera que mentre que aquest sòcol s'emplaçava per dessota la cobertura, el horst tectònic de Gaià-Bonastre emergia, encavalcava i plegava el vorell sud-est de la conca de l'Ebre en direcció contrària. L'emplaçament del sòcol profund sota el massís del Gaià-Bonastre té molt a veure amb el seu manteniment com a alt tectònic que ha delimitat tant les fosses tectòniques del Camp de Tarragona com la del Penedès en èpoques no compressives posteriors i fins i tot recents. Així mateix, la direcció dels esforços compressius que es generaren en aquesta pulsó tectònica a l'altura de la fractura l'Espluga-la Punta de la Móra no va ser frontal, sinó que hi havia un angle d'incidència entre uns i altres, i tingué, doncs, un caràcter tangencial que es reflectí en les estructures tectòniques generades en la cobertura mesozoica del massís Gaià-Bonastre, majorment visibles en la seva part sud des de la vall de Sant Marc fins a Salomó en forma de feixos de plecs i encavalcament fortament flexionats en la direcció de la falla esmentada. Aquesta estructura caracteritza l'arribada a la costa i el centre de tot el massís, el tipus de sedimentació que es produí en èpoques miocenes en la fossa del Camp en aquest sector i, en bona part, tota l'estructuració i evolució de la banda esquerra de la conca hidrogràfica del Gaià des de Sant Marc fins a la desembocadura.

Altres accidents tectònics com la fractura de Sant Quintí de Mediona de salt en direcció que afecta tota la cobertura mesozoica i que s'enllaça perpendicularment amb la fractura de sòcol del Llobregat al nord, delimitant així el sistema prelitoral central, tingueren un paper molt important en la delimitació i gènesi del horst del Gaià-Bonastre, així com de les estructures compressives alpines que es generaren amb anterioritat a l'etapa miocènica de distensió (figura 4).

L'evolució del marge de la conca de l'Ebre després de la sedimentació de la formació Montclar

Canvis molt profunds, doncs, s'han esdevingut en bona part del nord-est peninsular perquè la circulació dels rius que tenim actualment vessin les seves aigües al Mediterrani. Tanmateix, tampoc han passat en va 23 milions d'anys que separen el rebliment total de la conca de l'Ebre, el seu final com a conca de sedimentació i el seu desmantellament erosiu actual per part de rius com el Francolí i el Gaià.

A finals de l'Oligocè, principis del Miocè (23 a 7 m.a.), com hem dit, la conca de l'Ebre es trobava en els seus estadis finals, i els Pirineus, al nord, com a grans relleus acabats de formar, reflectien els efectes del xoc entre les plaques europea al nord i ibèrica al sud. Darrere aquest xoc, i en temps ja miocènics, el sistema ibèric acabà de formar-se al sud de la conca de l'Ebre, orientat al biaix nord-oest sud-est. Sembla que la intensitat del xoc entre les dues plaques tendí a desplaçar-se cap al nord-oest, per on queda tancada l'entrada de l'Atlàntic al mar de la conca de l'Ebre, mentre que a l'est es produí el fenomen invers i s'encetà un ampli període de distensió que arriba fins avui dia.



□ Figura 4: Evolució de la formació del horst del Gaià i massís de Bonastre entre l'Oligocè, època compressiva, i el Miocè superior en un període de distensió. Observeu a A que mentre que el sòcol es mou cap a la dreta, al sud-est, la cobertura ho fa cap al nord-oest, tot plegant-se i encavalcant els materials eocens (Extret de la memòria del full geològic 1:50.000 de l'IGME núm. 447 de Vilanova i la Geltrú, 1972. Traduït i modificat per l'autor).

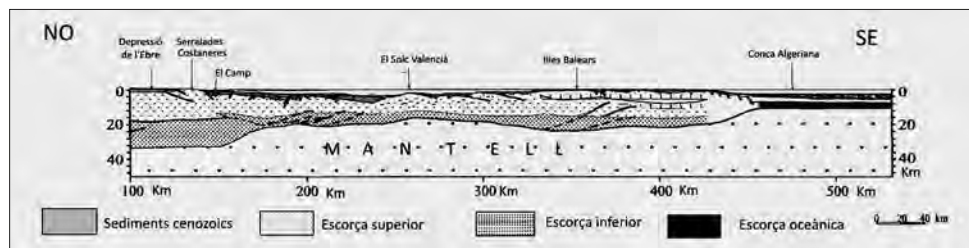
La majoria de falles de direcció nord-est sud-oest que van actuar durant l'època compressiva de l'Eocè-Oligocè van actuar durant el Miocè de forma extensiva, i van fer d'alguna manera el recorregut invers com a falles normals o directes com la falla del Camp. També perduraren els moviments de les falles de sòcol heretades de les deformacions hercinianes paleozoiques que tenien direccions nord-oest sud-est, gairebé perpendiculars a les primeres, que són menys nombroses però molt notòries, han conduït en certa manera a la compartimentació de les fosses tectòniques del Camp i el Vallès-Penedès i han facilitat el pas de rius com el Llobregat, per Martorell, i el Francolí, per l'estret de la Riba, a través de les serralades litorals catalanes.

L'origen d'aquesta distensió sembla que tingué lloc a l'oest del Mediterrani, en el mar Provençal, i es propagà en tres direccions: cap al nord fins a terres alemanyes, cap a l'est fins a Sardenya i cap a l'oest fins al golf de València, i s'obrí així el golf de Lleó i el Mediterrani occidental. Aquest fet, relacionat possiblement amb la dinàmica postcol·lisió de les plaques europea i ibèrica, alliberà de tensió compressiva el marge sud-oriental de la conca de l'Ebre encavalcat durant l'Eocè per la CCI al llarg dels seus 250 km de recorregut, i es formà una fossa llarga i enfonsada sota el mar i al llarg de la costa de llevant peninsular que els geòlegs han anomenat solc valencià.

Per l'est, aquest solc queda tancat pel promontori balear, on hi ha les illes Balears, pertanyents als encavalcaments bàtics de l'Oligocè-Miocè, la qual cosa evidencia que en la gènesi del solc valencià no només s'hi donaven esforços extensius, i que per comprendre el conjunt de moviments cal mirar més enllà, cap al sud, on la placa africana també frega i empeny la placa ibèrica cap al nord i forma les serralades bàtiques i el promontori balear. La litosfera terrestre sofrí en aquest solc un aprimament enorme del seu gruix original fins a aproximadament 15 km, amb la qual cosa literalment la CCI o el massís de l'Ebre s'enfonsà sota el mar. La conca de l'Ebre quedà elevada fins a 1.050 metres sobre el nivell del mar amb una escorça engruixida pels sediments allí acumulats i també pels moviments i desplaçaments de material del mantell superior per efectes d'equilibri isostàtic (figura 5).

Talment com si no volgués ésser engolida pel solc valencià, la cobertura mesozoica i el basament paleozoic del marge sud-oriental de la conca de l'Ebre van arrapar-se enfront dels antics encavalcaments eocens, on es van formar els relleus més alts de la regió que encara perduren avui dia enfilats al marge cavalcant sud-oriental de la conca de l'Ebre i configuren els relleus prelitorals. La resta de la cobertura s'esquinçà a causa del fort aprimament litosfèric per nombroses línies de fractura (falles) amb una direcció preferent nord-est sud-oest, heretada de l'època compressiva, i formà la vora nord-occidental del solc valencià. Entre aquestes fractures es formaren múltiples conques en fosses tectòniques, com el Camp, associades a la fracturació general, separades per alts tectònics (horsts) no enfonsats probablement per l'efecte «espatlla» dels blocs més deprimits (fosses) com el del massís Gaià-Bonastre, que separa la fossa tectònica del Camp de la veïna del Penedès.

Tan sols una franja d'uns 40 km d'amplada aproximadament d'aquesta cobertura enfonsada i fortament fallada és fora del mar actualment, i forma el que anomenem les serralades costaneres catalanes o els sistemes Litoral i Prelitoral, o en un terme més emprat en geologia, els Catalànids. Mar endins els sondatges petrolers i els estudis de sísmica duts a terme amb aquesta finalitat econòmica han mostrat un relleu molt similar a l'emergit que entapissa el marge oriental del solc valencià, cobert de sediments miocens, pliocens i actuals. Alguns geòlegs apunten que tot aquest solc valencià, amb els seus relleus emergits inclosos, i que



□ Figura 5: Interpretació basada en un perfil de reflexió profunda de les ones sísmiques de la secció de la litosfera entre el marge oriental català i la conca algeriana realitzat pel programa d'ESCI (Estudios Sísmicos de la Corteza Ibérica) (Modificat per Roca [2001]).

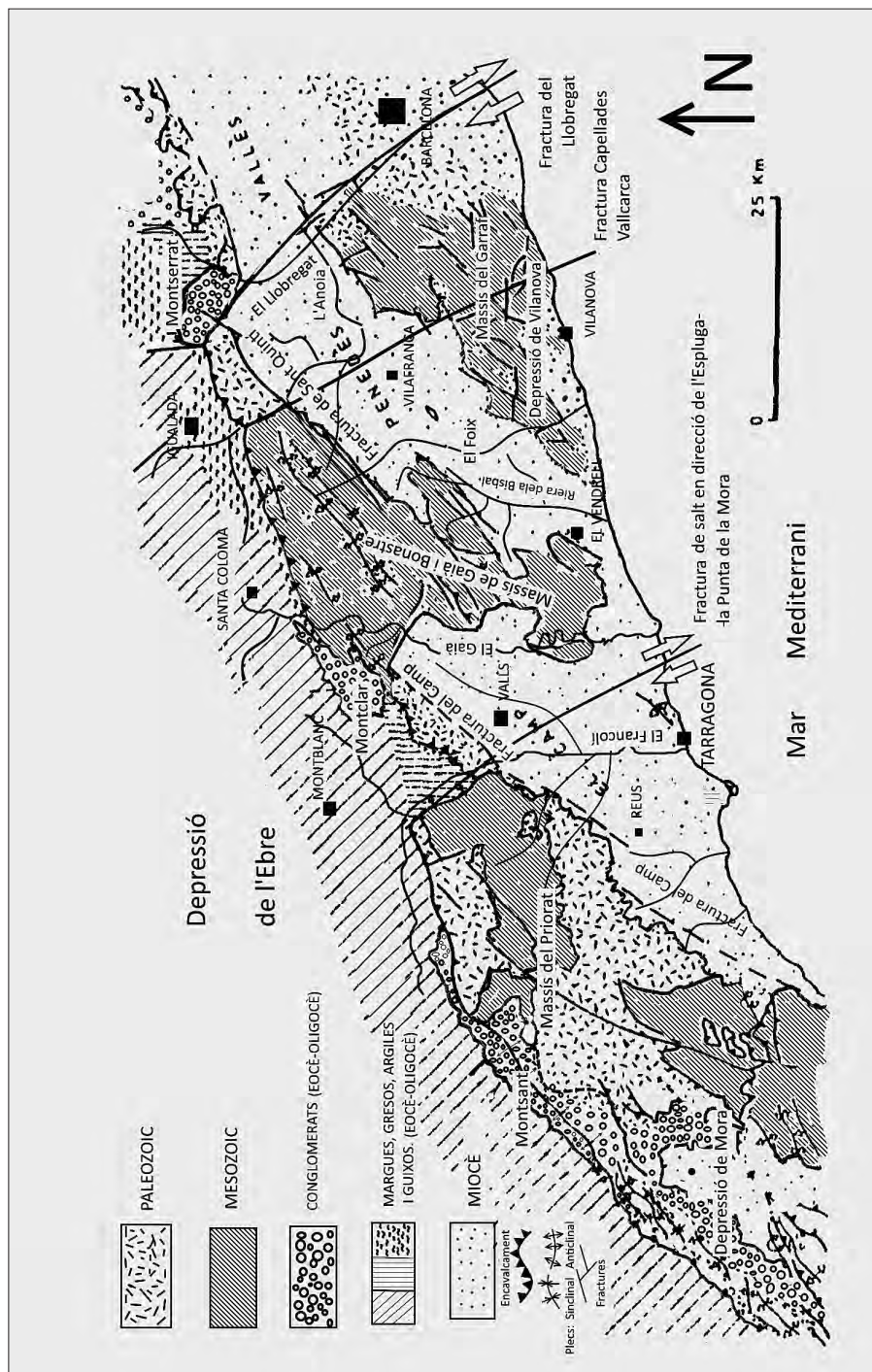
s'allargassa fins a la conca provençal i després cap al nord fins a la vall del Rin, correspon a les fases inicials d'un rift que no va arribar a ser o no ha progressat com era d'esperar i s'ha mort. En diuen un rift avortat. Ho corrobora la presència d'escorça oceànica en alguns punts del golf de Lleó (figura 6).

Evolució d'hidrologia continental sobre les serralades costaneres catalanes

Hem vist com va canviar la disposició dels relleus i del paisatge al llarg de la vora sud-oriental de la conca de l'Ebre. El Camp de Tarragona es va formar ja amb una estructura molt igual a l'actual. Els relleus i les conques s'hi disposaren de forma invertida a com havien estat durant l'Eocè. L'antiga conca de l'Ebre devia ser un pla immens i elevat, un altiplà en certa manera aïllat, on per sobre s'instal·laven llacs prims i alguns rius trenats amples i difusos portaven l'aigua cap a aquestes zones més deprimides. No hi havia sortida al mar i hi perdurà la sedimentació continental fins ben entrat el Miocè, els sediments del qual són inexistents perquè són els primers que van marxar de la conca quan s'hi establí el drenatge de l'Ebre actual, o és molt difícil de datar-los per les similituds i semblances amb els oligocens terminals.

Així fou fins que algun riu, que ja formava part del sistema de drenatge que s'havia començat a instal·lar entre el mar i els relleus més alts de les serralades litorals, va atènyer la superfície del reblliment de la conca de l'Ebre i va començar a prendre-li, erosionar i transportar els seus materials cap a la Mediterrània i dipositar-los al llarg del solc de València, formant el riu Ebre actual i la seva conca hidrogràfica, que coincideix, amb algunes excepcions, entre les quals hi ha el Gaià i el Francolí, amb l'antiga conca sedimentària de l'Ebre.

Aquest fet ha fet córrer molta tinta en publicacions geològiques diverses perquè és un fet singular geològicament que ha format un dels rius més importants de la Península. Sembla que aquest fet fou afavorit per una basculació general del marge català cap al nord-est que també afavorí la circulació d'altres rius menors com els que aquí tractem. Tanmateix, la discussió és en quina època tingué lloc aquest fet, si abans o després de la crisi Messiniana, període durant el qual el Mediterrani es va veure privat de les aigües que l'Atlàntic li aportava a través de l'estret de Gibraltar a causa de la connexió en superfície entre la placa africana i la placa ibèrica, que els barrà el pas. Durant aquest període, el



□ Figura 6: Situació del Camp de Tarragona en el conjunt de relleus i estructures tectòniques dels Catalànids en el seu sector central.

Mediterrani s'assecà en gran mesura i, així, doncs, la majoria de rius amb les seves xarxes hidrogràfiques que s'havien començat a formar sobre els relleus de les serralades litorals catalanes emergides varen veure el seu poder erosiu multiplicat per un factor d'acord amb el seu nou nivell de base, ara molt més baix, ja que el nivell del mar es trobava molt per sota de l'actual. Calen noves exploracions i estudis en la zona de la desembocadura de l'Ebre per acabar d'aclarir aquest fet.

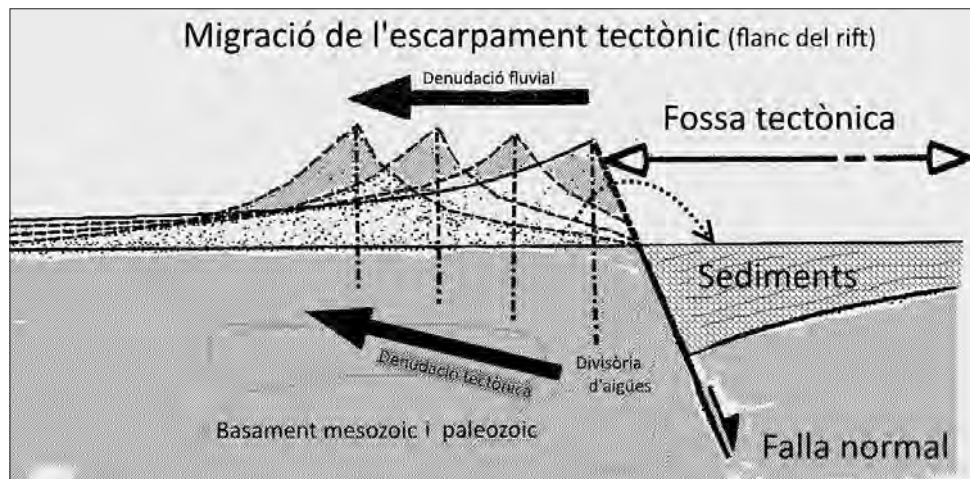
Tanmateix, en el Pliocè la conca hidrogràfica de l'Ebre, configurada bàsicament per l'antiga conca eocena, ja funcionava com a tal i desguassava a la Mediterrània. Altres conques hidrogràfiques embrionàries de les futures de rius com el Francolí i el Gaià intentaven el mateix en la zona del Camp de Tarragona, i sembla que finalment ho aconseguiren tal com comprovem avui dia. La davallada del mar messiniana va marcar un punt d'inflexió en l'organització de la majoria de conques hidrogràfiques actuals, i a partir del Pliocè (8,7 a 1,6 m.a.) i l'ascens generalitzat del nivell del mar per sobre dels 100 m respecte a l'actualitat ja podem començar a parlar dels rius d'aquest sector de la Prelitoral amb els seus noms propis.

La formació del Camp de Tarragona

Per comprendre l'evolució dels rius Francolí i Gaià sobre el paisatge del Camp de Tarragona i, en part, sobre la conca de l'Ebre, és necessari buscar quins són els factors que regulen tal evolució i distribució dels corrents d'aigua. Primerament, ara ja coneixem que el basament sobre el qual s'estructura el Camp és d'origen tectònic i els seus límits estructurals són fractures que delimiten uns relleus elevats pels esforços tectònics. El solc del Camp que aparegué durant els temps aquitanians (20 m.a.) començà a omplir-se de sediments vinguts de tot arreu elevats tectònicament, i la sedimentació tingué lloc en un entorn bàsicament continental a la zona de l'Alt Camp, i amb més influència costanera a la zona del Francolí, que és més al sud, una zona per on la depressió s'inclina i progressa cap al mar i els seus moviments són més notoris i quedaren reflectits en els tipus de sediments dipositats. No obstant això, el sistema d'ompliment de l'ampli solc del Camp vingué marcat per la presència de ventalls al·luvials adossats als relleus del voltant. Els corrents d'aigua, després de sedimentar en el con, circulaven per la plana de forma difusa i s'anaven entrecreuant buscant el camí més curt cap al mar i transportant i abandonant materials des de la base dels ventalls cap al centre de la depressió. Així es configurà una extensa plana al·luvial, la plana del Camp de Tarragona.

Moviments tectònics i evolució de les conques hidrogràfiques

L'estructura tectònica extensiva i subsident, en aquest àmbit del Camp, i la seva evolució morfològica en superfície condicionaren l'organització de la xarxa hidrogràfica d'aquest sector. La persistència d'escarpaments topogràfics com els del nord-oest i est del Camp després de finalitzada l'etapa de rift extensional (desenes de milions d'anys) és interpretable com a producte de l'erosió fluvial, contemporàniament a l'elevació isostàtica del relleu, afavorida precisament pel fet erosiu que s'hi dona, que allibera de pes la litosfera i n'afavoreix, així, l'aixecament. La baixada del nivell de base juntament amb l'elevació del marge tectònic actiu per l'efecte «espatlla» incrementa l'erosió sobre els relleus acabats de formar, especialment a l'escarpament tectònic que mira a la fossa, i produeix un retrocés de l'escarpament que s'allunya de la vertical de la falla normal que

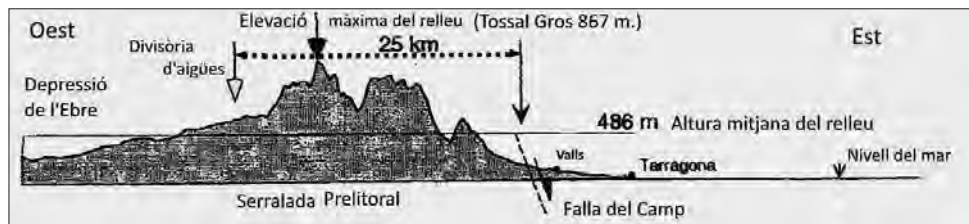


□ Figura 7: Esquema d'evolució morfotectònica relacionada amb una falla extensional com la del Camp. Durant l'etapa de rift la denudació per efecte tectònic del relleu lligada a la falla normal produeix una compensació isostàtica de flexió amb la formació d'una elevació topogràfica anomenada flanc del rift. La geometria inicial del relleu és suau i còncava a la part posterior, i inclinada a la part frontal de l'escarpament frontal. L'aixecament del flanc del rift condiciona l'organització regional i local de la xarxa fluvial i un retrocés de l'escarpament topogràfic. La denudació per erosió produeix un rebot isostàtic continuat que manté elevat l'escarpament topogràfic format durant l'extensió, i marca la divisòria de conques hidrogràfiques (Basat en Gilchrist i Summerfield, 1990).

crea l'escarpament original. L'augment de denudació fluvial condiciona les noves etapes de compensació isostàtica del conjunt de l'escarpament de la fossa en un cicle que es va repetint en el temps, i, així, les conques van progressant i augmentant la seva superfície activa i estenent els seus límits (figura 7).

La formació i permanència d'escarpaments lligats a sistemes de fosses tectòniques o de rift es produeix tant per processos interns de denudació tectònica com per processos de denudació fluvial. Aquests processos poden ser sincrònics en el temps en sistemes de llarga durada, com el que intentem explicar aquí. Els tres elements que marquen l'evolució de la conca fluvial, la falla normal externa de sistema, la falla del Camp, el relleu màxim local (el valor de la incisió de la xarxa), que en el cas del riu Gaià i Francolí serien les serres de Miramar i la Voltorera, i la divisòria d'aigües amb les conques veïnes, es troben disposats de tal manera que la divisòria d'aigües ha traspassat el relleu local i s'ha situat en una posició posterior al màxim relleu local, tal com mostren el Francolí i el Gaià. Tal distribució d'aquests elements ens dona una idea qualitativa de l'evolució de la conca sincronitzada amb la subsidència extensional (figura 8).

En aquesta àrea del Camp de Tarragona i zones de més al nord en el mateix sistema litoral de serralades, fins ben bé al Montseny, aquesta disposició dels elements morfoestructurals de la conca hidrogràfica implica una edat més antiga del funcionament de la xarxa fluvial que en àrees de més al nord, com les fosses neògenes del Miocè final de la depressió de la Selva, el Gironès i l'Empordà, on els relleus locals de la serralada Litoral i el límit de divisòria d'aigües



□ Figura 8: Perfil topogràfic fet a l'altura del Camp que mostra com l'escarpament de falla separa la serralada elevada prelitoral (serra de Miramar o Voltorera) de la conca de rift (el Camp) de prop de la costa. La línia de punts amb doble fletxa marca el retrocés de l'escarpament de falla a causa de l'erosió. Noteu que la línia divisòria d'aigües traspassa el relleu màxim local i s'hi col·loca darrere (De Claudia J. Lewis *et al.*, 2000. Modificat per l'autor).

gairebé coincideixen, cosa que indica que l'activitat tectònica general important del rift s'ha anat desplaçant cap al nord.

És interessant remarcar que els processos de rifting en tot aquest marge oriental de les serralades i depressions costaneres catalanes han actuat marcant un control sobre els patrons de drenatge i denudació en els quals estan inclosos el Gaià i el Francolí.

Evolució tectònica i sedimentària del Camp de Tarragona

Els escarpaments que voregen el Camp són originats, en part, per la descàrrega mecànica dels rius i l'anomenat rebot isostàtic de la litosfera per la pèrdua de massa. L'erosió ha mantingut les elevacions produïdes durant el rifting Oligocè-Miocè i ha renovat la topografia, a la vegada que ha endarrerit l'escapament de la falla del Camp, que coincideix amb la divisòria d'aigües, fins a l'interior de la conca de l'Ebre. Tanmateix, l'exhumació dels relleus per causes tectòniques o simplement erosives no és suficient per explicar el grau d'incisió dels rius ni la presència d'alts relleus topogràfics en una zona amb l'escorça aprimada com la que ens trobem, i cal pensar que hi ha fenòmens dinàmics i tèrmics que mantenen la topografia muntanyosa originats per diferències de densitat en el mantell terrestre.

Els sondatges amb finalitats comercials fets en el Camp han permès entreveure aquests moviments isostàtics i de rift, però no en la disposició i evolució de la geomorfologia dels relleus ni dels límits i evolució de les conques hidrogràfiques que sobre ells s'estableixen, tema que hem comentat anteriorment, sinó a través del gruix de sediments apilats al fons de la fossa tectònica. Aquestes observacions han permès veure que la falla del nord-oest, coneguda geològicament com la falla del Camp, que s'allarga des del Pont d'Armentera fins a l'Hospitalet de l'Infant, en aquesta última zona dividida en falles més petites, presenta el seu origen a uns 15 km de profunditat amb una inclinació de 60° cap al nord-est. El basament mesozoic, el fons de la fossa, es troba inclinat cap al nord-oest i és en aquest sector on s'acumula més potència de sediment, que oscil·la entre 1.400 i 2.000 metres a l'altura de Montbrió del Camp. Aquests guixos de sediments, majorment configurats per ventalls al·luvials prop de la falla i sediments de plana al·luvial associats a aquests ventalls més al centre de la fossa amb un episodi marí intercalat, són el reflex també del constant enfonsament del Camp al

llarg del Neogen (22 a 1,5 m.a.) i el Quaternari (1,5 a 0 m.a.) i el manteniment elevat dels relleus circumdants per processos isostàtics.

Aquesta falla no mostra una activitat històrica significant, però estudis paleosismològics recents sobre detalls de la geomorfologia de la zona i detallades anàlisis de perfils molt curts i concrets, han mostrat que és realment activa, particularment en el sector més al sud, on s'enfonsa 10 km mar endins. Això ha permès descriure tres sismes importants en els últims 125.000 anys en aquesta zona. També s'ha calculat la mitjana d'enfonsament de les fractures, i s'han obtingut resultats d'entre 0,02 mm/any i 0,08 mm/any, i s'ha estimat la violència dels terratrèmols haguts en 6,7 MW; uns terratrèmols forts que poden arribar a destruir cases en un radi de 160 km.

Cap al Pont d'Armentera hi ha la zona menys activa de la falla del nord-oest del Camp, coincidint amb una zona on conflueixen elements tectònics i estructurals molt diversos com el horst del massís del Gaià i la seva falla nord-oest associada al límit nord del Camp, i la fractura perpendicular a la del Camp, que literalment tanca la fossa del Camp en el seu extrem nord-oriental, anomenada falla del Pont. És un punt que sembla travat tectònicament, un autèntic carreró sense sortida on mor el Camp com a fossa tectònica.

El paratge es coneix com el Molinot a la zona dels Riastres. Allí podem veure l'abrupta entalladura que el Gaià ha erosionat a través de les roques mesozoiques que tanquen la fossa del Camp, i també com els sediments miocènics d'ompliment de la fossa estan disposats horitzontalment sobre la superfície inclinada que presenten les roques mesozoiques. El contacte entre uns i altres és netament discordant, tant geomètricament com temporalment. És un punt d'interès geològic per tal com es conserva i es veu el contacte.

Sobre el Pont d'Armentera, al nord, la serra de Cabarrà (puig dels Cabdells, 828 m, i la Voltorera, 820 m), i més al sud, la serra Carbonera (Tossal Gros, 867 m) representen els fronts del Camp en el seu extrem més nord-occidental. Morfològicament es presenta com un front degradat i, per tant, que ha estat poc actiu recentment. Tanmateix, al peu de la cresta s'observen uns lliscaments gravitacionals amb les cicatrius sepultades per ventalls al·luvials més moderns i dipositats sobre una topografia molt similar a l'actual, i, per tant, no poden ser gaire antics. Una causa dels lliscaments podrien ser els moviments sísmics ocorreguts en èpoques recents però no prou documentats encara. L'estretor de les serres considerades, afaïçonada per l'activa erosió, fa que sigui difícil estudiar-ne els caràcters geomorfològics que podrien mostrar la seva activitat, ja que presenten un grau de fragilitat enfront l'erosió més alt que n'esborra ràpidament els rastres. En general, els fronts tectònics de les serralades costaneres catalanes com el del Camp presenten un grau de degradació molt més alt que altres fronts més actius actualment, que com hem dit abans se situen més al nord, cap a les comarques gironines i del nord-est de Barcelona.

En aquest territori que hem descrit breument és on recorren les conques actuals del Gaià i el Francolí, i es disputen, per dir-ho d'alguna manera entenedora, el territori per on créixer. Seguidament veurem algunes cares d'aquesta disputa en clau geològica.

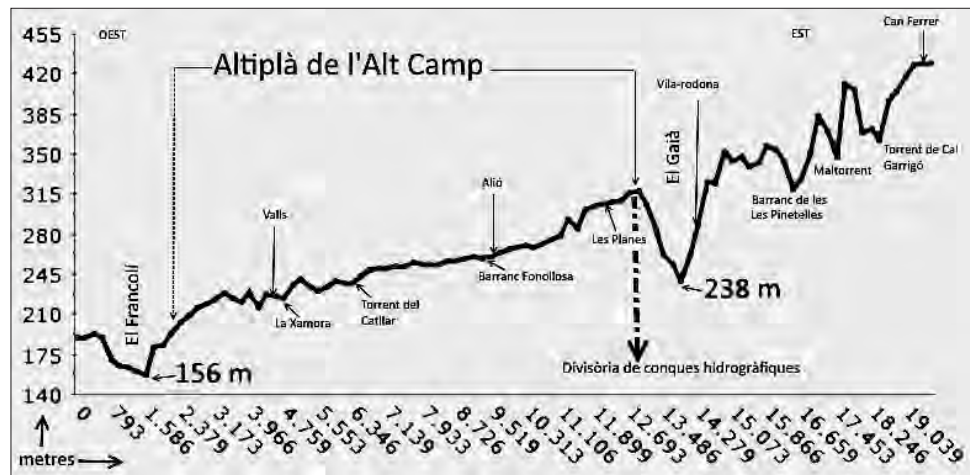
Evolució i comportament de les conques hidrogràfiques del Gaià i el Francolí

A la zona oest del Pont d'Armentera és interessant observar com han evolucionat les conques hidrogràfiques del Francolí i el Gaià, ja que allí totes dues es posen en contacte, és

a dir, hi trobem la línia divisòria d'aigües que més que una carena és un marge alt i espatat sobre el qual hi ha el paratge de les Planes del Pont i a baix, a uns 60 metres, la població del Pont. Les relacions que s'estableixen entre les dues conques reflecteixen els moviments de basament ocorreguts en els últims temps i ens permeten fer una aproximació de l'evolució que actualment estan tenint.

Les Planes del Pont són l'extrem més nord-occidental de l'altiplà de l'Alt Camp, que mor pel sud-oest en la vertical nord-sud a l'altura de Valls. Aquests plans són modelats pel Francolí, encara que per un moment podríem pensar que ho podrien ser pel Gaià, que és el desguàs natural de tot l'Alt Camp. Tanmateix, no és així, i l'altiplà de l'Alt Camp és controlat pel nivell de base del Francolí, cap on s'inclina lleument. Ha ampliat la seva conca hidrogràfica cap a aquest sector i ha arribat a capturar tots els afluents del marge dret del Gaià, des de les Planes del Pont en direcció molt constant nord-sud fins ben bé els Pallaresos, ja dins del Tarragonès, encara que en aquest últim lloc la captura no és tan notòria.

Aquesta captura és interpretada com a producte d'una basculació cap al nord-oest de la base de la fossa del Camp que ha afectat, i força, el nivell de base del Francolí. Aquest descens del nivell ha generat, des del punt on s'ha produït, una ona erosiva que escala aigües amunt per la riba principal i s'estén fins a les parts més allunyades per tots els afluents, ampliant d'aquesta manera els límits de la conca en totes direccions. El curs principal del Gaià encara no s'ha vist afectat per aquests canvis però sí la quantitat d'aigua disponible per a la seva conca, així com el volum de sediments transportats, que ha estat menor (figura 9).



□ Figura 9: Perfil topogràfic de l'altiplà de l'Alt Camp delimitat pel Gaià i el Francolí. Observeu la diferència d'altura a la qual circulen ambdós rius i també com n'és, d'estret, per no dir inexistent, el marge dret del Gaià en aquest punt, cosa que indica la captura que el Francolí ha fet dels seus afluents (Perfil generat per l'eina del web de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya existent en el seu visor de mapes).

Malgrat que desemboquen a molts pocs quilòmetres, el Francolí i el Gaià circulen bona part del recorregut que fan pel Camp a dos nivells. Mentre que el Gaià circula redossat i elevat als relleus del bloc del Gaià i el massís de Bonastre, essent el desguàs meridional d'aquests relleus, el Francolí ho fa pel centre del Camp a un nivell molt més baix. Els moviments del basament als quals ens hem anat referint al llarg de l'article han afectat amb més intensitat el nivell de base del Francolí, i li han permès ampliar la conca i afonar-la des de zones pròximes a la seva desembocadura, on s'ha produït l'anomalia en el nivell de base, amb la qual cosa el Gaià queda exposat a la captura per circular en un nivell superior. Direm que la conca del Francolí ha estat i és menys estable, no està equilibrada del tot. En canvi, la del Gaià, que s'ha mantingut molt homogènia i simètrica des del seu naixement fins que arriba al Camp, ha estat fortament capturada en el seu marge dret per la conca del Francolí. Segurament en tot aquest moviment de conques hi té a veure la falla de sòcol de l'Espluga-la Punta de la Móra, que actua des de molt antic i per on el Francolí ha trobat també un bon pas per creuar la Prelitoral per l'estret de la Riba. Altrament, el Gaià també sembla que segueix una alineació molt dreta nord-sud des que entra al Camp pel Pont d'Armentera, seguint probablement una fractura per bé que menys activa que la que afecta el Francolí i enterrada sota els sediments miocènics dels ventalls al·luvials que van generar l'erosió dels relleus del massís del Gaià i Bonastre. Talment sembla que el Gaià circula per un graó adossat a aquests massissos i davalla després de la presa del Catllar ràpidament cap al mar. Tot sembla indicar que si segueix així al llarg de les properes desenes de milers d'anys, el Francolí capturarà definitivament el curs principal del Gaià i la seva conca s'annexionarà a la del Francolí en bona part.

Les conques dels rius maduren, tendeixen a envair tot el territori que poden i creixen a força d'anar-lo erosionant, buscant sempre el camí més curt cap a la desembocadura, el de més gradient i els materials més tous per on passar; això s'aconsegueix més ràpidament com més aigua disponible hi ha. Aquesta invasió de territori es fa a còpia de capturar les conques de corrents més petits que per raons, per exemple, tectòniques o litològiques, no evolucionen tan ràpidament i, per tant, són capturades tard o d'hora. El patró dendrític de les conques hidrogràfiques és heretat de les fases inicials de la denudació, en les quals els rius competien per l'espai en una massa continental acabada d'elevat tectònicament. En aquest escenari, que es degué esdevenir durant el Miocè en la zona del Camp, i considerant una estructura homogènia dels relleus acabats de formar, cap direcció particular resultava més favorable que una altra, de manera que els corrents d'aigua i les seves conques incipients varen orientar-se seguint discontinuïtats tectòniques o litològiques i van començar a reomplir el solc del Camp mitjançant ventalls al·luvials. La tendència tectònica i la litologia del basament per on circulen els rius va marcar i dirigir l'evolució de les conques cap a uns estadis de maduresa com els que avui trobem. El Gaià drena el massís del mateix nom i el massís de Bonastre cap a l'est, i com ja hem vist, també una mica l'altiplà de la conca de l'Ebre en el seu marge sud-oriental amb una conca molt simètrica, fins que el Francolí, com hem vist, li captura els afluents de la dreta a la zona de l'Alt Camp.

Aquesta conca és la unió d'altres petites conques que al llarg del temps deixaren les restes de cons al·luvials, argiles vermelles i nivells de conglomerats adossats als relleus que avui podem reconèixer en tot el marge nord-oriental de l'Alt Camp. No és estrany creure que per on entra el Gaià al Camp hi hagué un important con al·luvial dins el qual es troba edificat actualment el poble del Pont d'Armentera. En una etapa de més maduresa erosiva, el Gaià

va capturar tots aquests corrents d'aigua i sediments dins la seva conca i es va convertir en desguàs únic d'aquesta zona del Camp.

El Francolí ocupa una zona més central del Camp i circula sobretot pels materials tous tant del Camp com de la conca de l'Ebre, on té la capçalera, i, per tant, pels més fàcils d'erosionar. També hem vist com els moviments del basament que es transmeten a la superfície per les línies de fractura, que en aquest cas el Francolí segueix, han tingut incidència en la ràpida evolució d'aquest riu. Els efectes d'aquesta evolució són notoris en la zona de la Conca de Barberà (conca de l'Ebre geogràficament), on la conca hidrogràfica del Francolí s'ha estès com un ventall fins a la serra del Tallat al nord, tal com mostren els mapes. Aquesta forma denota la presència de materials tous i amb disposició molt homogènia.

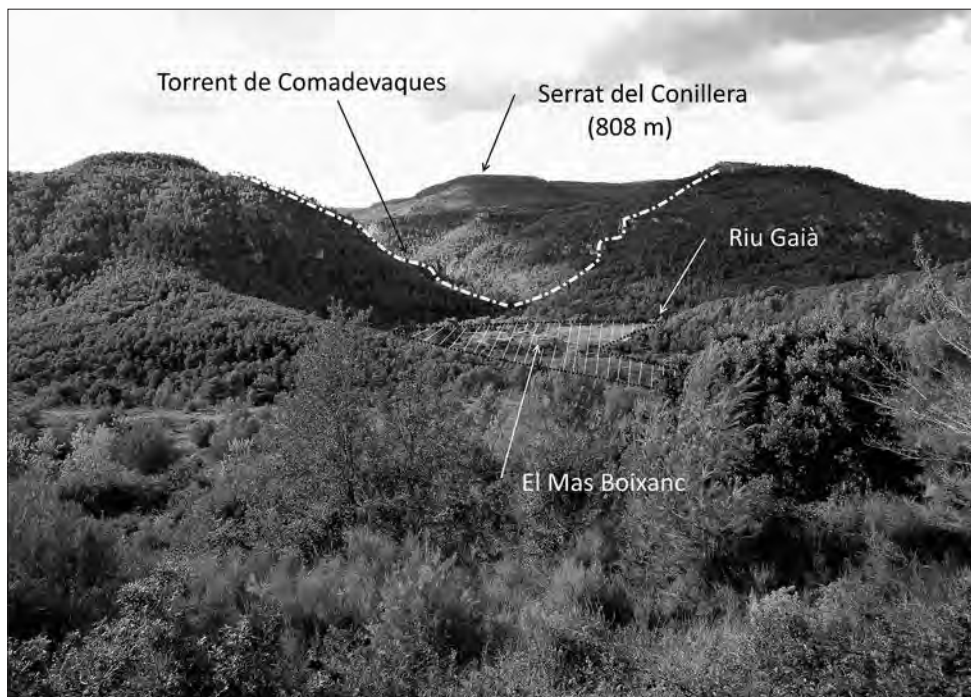
El seu poder annexionant és remarcable al marge oest de la serralada Prelitoral des de Cabra del Camp fins al Cogulló (879 m), el puig dels Gaigs (839 m) i el puig de Comaverd (902 m), on torna a fer captures d'algunes conques tributàries del Gaià. El marge esquerre de la conca del Francolí ha penetrat amb força dins els sediments de la conca de l'Ebre un cop traspasat l'estret de la Riba, i ha anat resseguint el relleu de la serra de Miramar per l'interior de la Conca de Barberà fins a arribar a l'altura de Cabra del Camp i els conglomerats de Montclar i el Cogulló, on la duresa dels materials a erosionar ha frenat la seva ràpida expansió (figura 10).

El coll de Cabra representa molt bé l'existència d'un Francolí molt actiu dins la Conca de Barberà, i ens permet veure què està passant i passarà més al nord, ja en conques que drenen directament al Gaià. Aquest lloc de Cabra era l'antic punt de descàrrega d'un corrent fluvio-torrencial que tenia la seva conca de recepció pròpia en terres de la Conca de Barberà. El seu con al·luvial de descàrrega i sedimentació és actualment el subsòl on hi ha edificat el Pla de Santa Maria i per on recorren els primers centenars de metres de la rasa/torrent Fonollosa de camí cap a Vallmoll. L'activitat d'aquest torrent i la conca que l'alimentava és ben palesa en el trenc obert en forma de V en el front de roques mesozoiques que tanquen el Camp per aquest sector i configuren l'inconfusible coll de Cabra, dins el qual hi ha edificat el poble. Si comparem el potent tall obert per l'aigua amb la conca que actualment alimenta el barranc Fonollosa veurem que una cosa i l'altra pertanyen a proporcions diferents. La conca actual té una àrea de poc més d'11 km² i el seu principal corrent actiu és el torrent de Cabarrà, que drena els vessants de ponent de la serra del mateix nom i del sud del Cogulló; una conca massa petita i amb poc pendent per fer un treball erosiu tan ample com el coll de Cabra. La conca primitiva devia estendre's per bona part de la Conca de Barberà actual i avui trobem el seu límit al coll Roig, a escassos dos quilòmetres del poble de Cabra, on hi havia la desembocadura. Del coll Roig cap al nord ara ja tot és conca del Francolí. Veiem aquí un exemple de l'evolució i maduresa de les conques. La conca del barranc Fonollosa fou independent i generà una sedimentació típica de ventall al·luvial fins que d'altres conques més actives, en aquest cas la del Francolí, l'han acabat reduint a la mínima expressió, tal com podem apreciar avui dia.

L'est del cim del Cogulló i en la divisòria d'aigües amb el torrent de Cabarrà, al qual ens hem referit, l'ocupen els barrancs de Cal Palatí i més al nord el clot de Comadevaques, que passa pel poble de Vallespinosa i drena el vessant sud de la muntanya de Montclar. Tots tres torrents tenen en comú al nord la divisòria d'aigües amb el Francolí, que els ha reduït la conca tal com li ha passat a la conca gairebé inexistent actualment del barranc Fonollosa, cas que acabem d'explicar. Aquí, però, la duresa dels materials conglomeràtics ha oposat més resistència a l'expansió de la conca del Francolí i la captura encara és incipient. Tanmateix, alguns

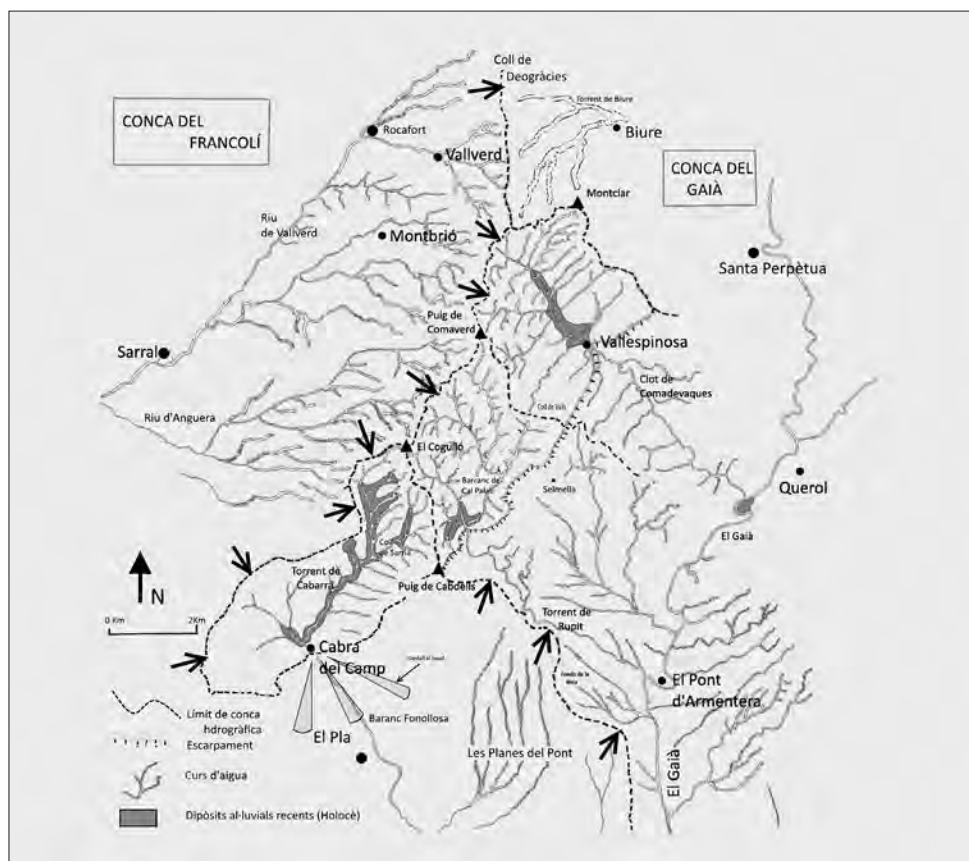
detalls litològics, sedimentaris i fins i tot morfològics ens mostren aquesta captura incipient d'aquests torrents per part del Francolí; vegem-ne uns exemples.

En la confluència del torrent del clot de Comadevaques al Gaià també ens pot sorprendre, en el mateix ordre de coses de quan hem parlat de l'envergadura de l'obertura del coll de Cabra sobre l'Alt Camp, l'ampla embocadura que presenta aquest torrent en aquest punt, de morfologia i proporcions similars a la del Gaià actual davant de Querol malgrat ser-ne un tributari molt secundari, si s'ha de jutjar per la grandària actual de la seva conca, tot i que és el més important després del torrent de Biure. Aquesta morfologia actual desproporcionada és una resta de quan aquesta subconca del Gaià era més extensa, més cabalosa i, en definitiva, més erosiva que l'actual, que va veient reduïda la seva superfície i, per tant, el seu cabal. En aquest punt de la desembocadura el Comadevaques ha abocat no pocs sediments al llit del Gaià, tal com es pot apreciar actualment (vegeu figura 13). És un dipòsit rar en el llit del Gaià només equiparable als dipòsits acumulats a Santa Perpètua, però aquests són els del corrent principal i són, doncs, menys rars. Això indica la importància en el passat d'aquest tributari del Gaià (figura 13).



□ Figura 13: A un quilòmetre al sud-oest de Querol el torrent de Comadevaques desemboca al Gaià en aquest paratge del Mas Boixanc, edificat sobre dipòsits del meandre (línies blanques primes) creat aquí pel retrocés de l'embocadura (línies blanques de punt i ratlla) del torrent esmentat. Els sediments aportats pel Comadevaques han estat indispensables per crear aquesta àmplia superfície de conreu que denota l'activitat que tingué aquest torrent abans d'entrar en retrocés. Observeu l'àmplia embocadura de la vall, record d'una activitat erosiva superior en el passat.

Al fons de les valls de tots tres torrents s'observa una acumulació de sediments quaternaris, sorres, graves, argiles i molts còdols vinguts dels conglomerats erosionats del Cogulló i Montclar. Sobretot al voltant de la plana del poble de Vallespinosa aquesta acumulació és força important. També ho és en l'arraconat torrent de Cabarrà, que està en una posició similar als anteriors però vessa cap al Francolí, i, per tant, no afecta el Gaià, però el fenomen que li ha ocorregut és el mateix. Aquestes acumulacions, que estan reflectides en els mapes geològics, es deuen a una falta d'escorrentia (menys cabal per al torrent) per una reducció de l'àrea de la conca. Així, la falta de cabal hídric no permet mobilitzar de les zones amb el pendent més reduït els materials allí acumulats; per tant, és un fenomen que anirà en augment a mesura que la conca es vegi reduïda pel nord tal com ha anat passant (vegeu figura 10).

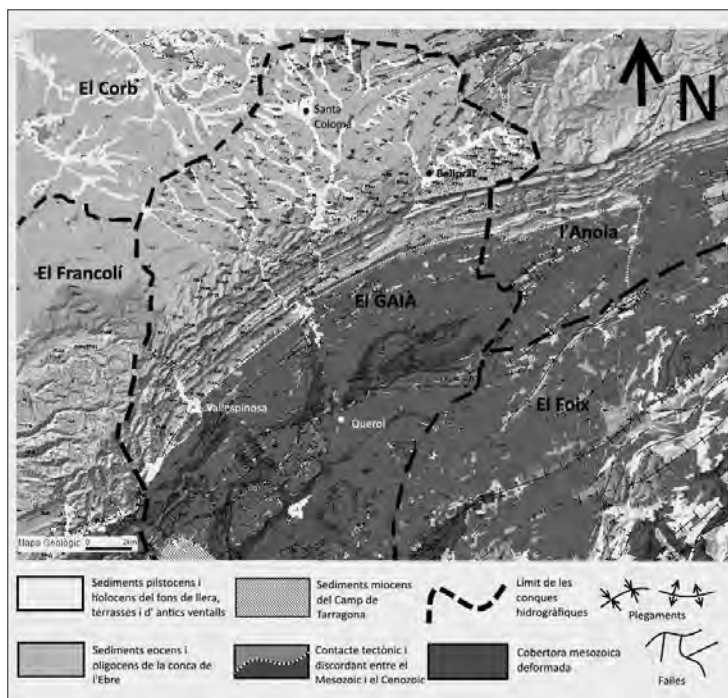


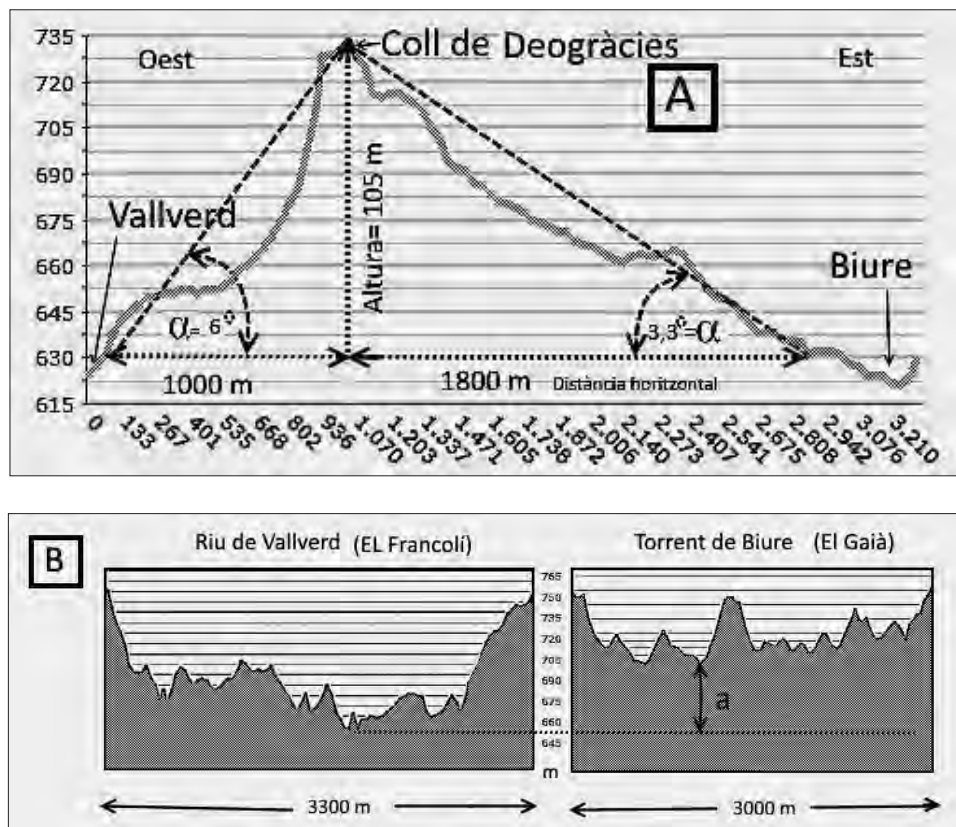
□ Figura 10: Mapa dels cursos d'aigua del Gaià i el Francolí i dels límits de les seves conques hidrogràfiques en la zona entre l'Alt Camp i la Conca de Barberà, on es mostren amb fletxes negres grosses les direccions de les captures que el Francolí està produint sobre els cursos d'aigua d'afluents del Gaià. També s'indica la captura que el Francolí ha fet de la conca d'alimentació del barranc Fonollosa, un afluent del Francolí en un temps primer que és capturat pel mateix Francolí temps més tard. Vegeu text.

En un mapa geològic de la zona de la capçalera i la part mitjana de la conca hidrogràfica del Gaià i part de les conques veïnes hem ressaltat els dipòsits de terrasses i del fons de les valls d'edat entre el Plistocè (2 m.a.) i l'Holocè actual, i alguna resta de ventall al·luvial també del Plistocè, amb la intenció de descobrir alguna cosa més sobre l'evolució de la conca del Gaià (figura 11).

Si s'ha de jutjar pels dipòsits cartografiats del fons de les valls de tota la capçalera del Gaià, aquest fet sembla difícil que tinguí lloc. La presència d'aquests sediments acumulats al fons de les valls, si bé es deu en part a una disgregació més fàcil de la litologia (margues, argiles, llims i intercalacions calcàries i sorrenques, així com guixos), també es deu a la impossibilitat dels corrents d'aigua de prendre aquests dipòsits cap a parts més baixes, tant per una manca de recursos hídrics per un factor climàtic com per una falta de reactivació del relleu o falta de pendent. Ambdues mancances és probable que tinguin lloc alhora en els temps actuals, i han conduït el sistema hidràulic de la capçalera del Gaià a un estancament similar al que pateixen les conques del Corb i de l'Ondara, que limiten amb el nord i que discorren cap al Segre i després l'Ebre sobre l'estable litosfera de la depressió. Si busquem dipòsits de característiques similars a les capçaleres de l'Anoia, representades per la riera de Carme i la riera de Tous en el sector cartografiat, i també del Francolí en el riu de Vallverd, veurem que no existeixen. Mostren, d'aquesta manera, un altre règim on la taxa erosiva és per sobre de la sedimentària encara que els recursos hídrics siguin aproximadament els mateixos per la similitud climàtica, i la litologia molt homogènia per la proximitat de les capçaleres (figura 12).

□ Figura 11: Observeu que els dipòsits plistocens i holocens del fons de les lleres i vessants cartografiats coincideixen amb zones amb pendents suaus molt poc reactivats sobre materials tous de l'ompliment de l'estable conca de l'Ebre. En la zona central, que correspon a la cobertura mesozoica plegada del massís del Gaià de relleus més alts, aquests dipòsits no existeixen perquè no hi arriben o són clarament mobilitzats cap a la desembocadura per un pendent més pronunciat.

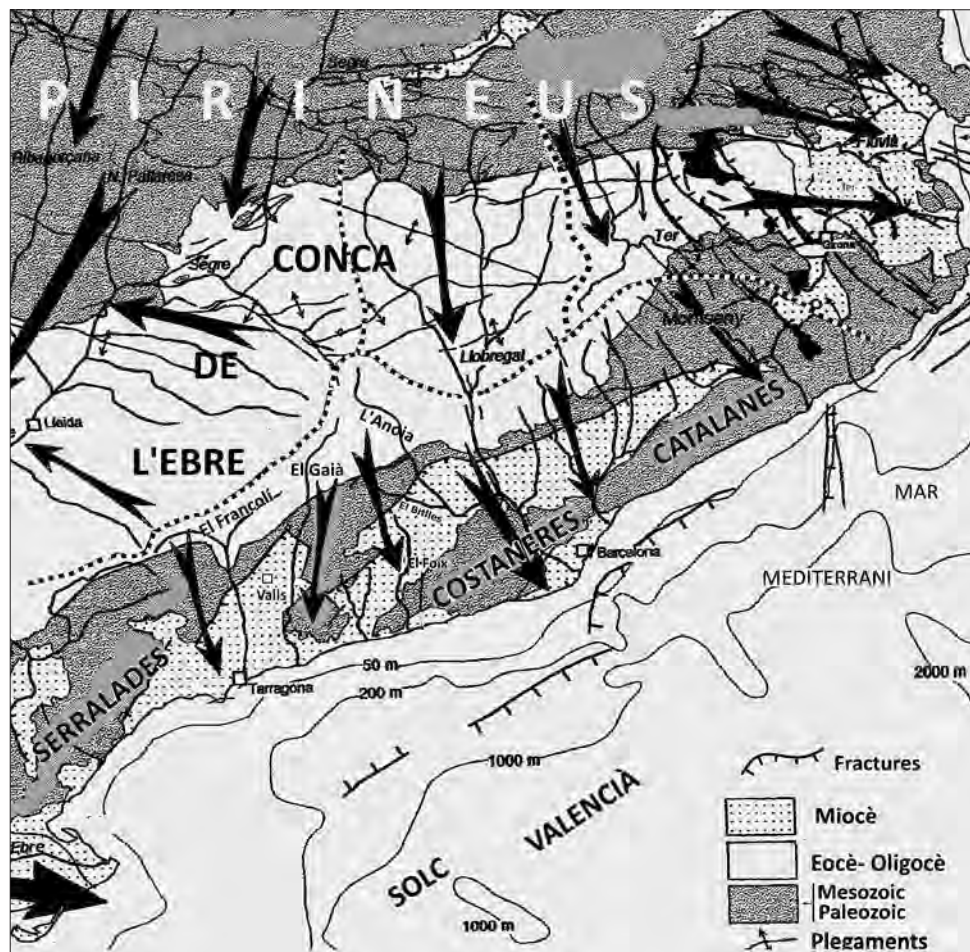




□ Figura 12: A A es mostra el desnivell de dos rius de les capçaleres del Gaià i el Francolí separades pel coll de Deogràcies en un perfil longitudinal (línia borrosa). L'escala vertical està molt augmentada. Observeu que el poder incisiu del riu de Vallverd és molt més profund i produeix una inclinació més elevada que el torrent de Biure. A B es mostra la secció transversal de la capçalera dels mateixos cursos d'aigua feta a uns 500 metres de la línia divisòria de conques (coll de Deogràcies), on es pot veure el nivell d'aprofundiment de les capçaleres per una altura igual i una amplada molt similar del perfil. Noteu també la forma oberta de les valls del torrent de Biure en contraposició a les valls tancades i en V del torrent de Vallverd. La lletra a mostra la diferència d'altura entre els cursos més afonats de les dues capçaleres, que és un reflex de l'eficàcia en l'aprofundiment i erosió de la capçalera d'una i altra conques dins un règim pluviomètric similar (Perfils generats per l'eina del web de l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya existent en el seu visor de mapes).

Cloenda

Hem vist, amb alguns exemples de característiques dels corrents fluvials del Gaià i el Francolí, com aquests dos rius competeixen pel territori a drenar. Tant un com l'altre mostren dues cares distintes de patrons de drenatge i activitat erosiva. El Gaià ha anat configurant la seva conca sobre el marge occidental del bloc/horst del Gaià-Bonastre, una estructura molt



□ Figura 14: Mapa amb les estructures tectòniques més representatives de Catalunya: els relleus dels Pirineus i de les serralades costaneres catalanes, la conca/depressió de l'Ebre, les conques neògenes com el Camp i el Penedès, i el solc valencià. En línia discontinua hi ha marcada la divisió dels drenatges principals: el de l'Ebre i el de les conques internes catalanes o orientals. Noteu la intersecció triple de línies divisòries de conques que existeix al nord del massís del Gaià generada per l'avançament cap al nord de les capçaleres del Gaià a ponent i l'Anoia a llevant. Aquest punt marca una simetria en el marge sud-oriental de la depressió de l'Ebre, només trencada per la notorietat erosiva del Llobregat. Amb fletxes negres s'indiquen les direccions dels diferents drenatges. El Gaià i el Francolí formen part del sistema sud que està lligat a un període de rift oligocè superior-miocè inferior, mentre que el sistema del Ter, que mostra un relleu més vigorós (la serralada Transversal) està lligat a una tectònica extensiva més moderna iniciada fa 10 milions d'anys (Miocè superior) amb vulcanisme basàltic associat.

estable que es fa notar conca de l'Ebre endins, on el riu té la seva capçalera. Sobre aquest espai del horst, el riu ha determinat una conca molt homogènia i simètrica que drena la meitat del relleu amb molta exactitud. Tanmateix, en tot el seu recorregut no traspasa ni troba cap fractura important que li faciliti el pas i la labor erosiva i li modifiqui el nivell de base i el poder erosiu. Contràriament, els rius que envolten la conca hidrogràfica del Gaià presenten tots, llevat del Corb, una llera estimulada per fractures com la del Camp i de l'Espluga-la Punta de la Móra en el cas del Francolí, la del Llobregat en el cas de l'Anoia i la de Sant Quintí en el del Foix. Aquest fet provoca l'aparició d'una sèrie de captures fluvials en els afluents del Gaià que fan que la tendència general d'aquesta conca sigui la de retrocés, és a dir, de pèrdua de superfície i cabal.

L'estructuració tectònica apareguda durant el Miocè en una època de context extensiu en aquesta zona i en tot el litoral català és encara, en certs moments, activa en molts punts, mentre que en d'altres es mostra menys, si s'ha de jutjar per l'organització actual de les conques hidrogràfiques, sensibles a aquests moviments. Així mateix, la vora encavalcant de l'antiga conca de l'Ebre eocena ha determinat que els relleus, els més alts, existents per aquest fet, relacionats amb la posició de les capçaleres de les conques (línia divisòria d'aigües) dels rius que els han traspassat per antecedència, mostrin el grau de maduresa i activitat al llarg del temps de l'etapa de rifting. Més encara si aquest fet el comparem amb altres conques del mateix marge oriental català però més al nord (figura 14).

Bibliografia

- ANADÓN, P.; COLOMBO, F.; ESTEBAN, M.; MARZO, M.; ROBLES, S.; SANTANACH, P.; SOLÉ SUGRAÑES, L. (1979). «Evolución tectonoestratigráfica de los Catalainides». *Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Lluís Solé i Sabaris*, 14, p. 242-270.
- BEAMUD, E.; COSTA, E.; GARCÉS, M.; MARÍN, M. A.; CABRERA, L.; ROCA, E.; GÓMEZ-PACCARD, M. (2013). «An integrated Eocene chronostratigraphy for the central sector of the SE margin of the Ebro Basin». CSIC.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1981). «La noción de equilibrio en geomorfología fluvial». *Revista de Geografía Norte Grande*, 8, p. 69-86.
- FOLCH, R. (coord.) (1992). *Història Natural dels Països Catalans. Geologia V. II*. Barcelona: Fundació Gran Enciclopèdia Catalana.
- FONTBOTÉ, GUIMERÀ; ROCA, SÀBAT; SANTANACH; FERNÁNDEZ-ORTIGOSA (1990). «The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (western Mediterranean)». *Revista Sociedad Geológica de España*, 3.
- FREGENAL, M.; LÓPEZ, J.; MARTIN, J. (coord.) (2000). *Diccionario Ciencias de la Tierra*. Madrid: Editorial Complutense-Oxford.
- GARCIA-CASTELLANOS, D.; VERGÉS, J.; GASPAR-ESCRIBANO, J.; COLETINGH, S. (2003). «Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia)». *Journal of geophysical research*, 108.
- GASPAR ESCRIBANO, J. M.; GARCIA-CASTELLANOS, D.; ROCA, E.; CLOETINGH, S. (2004). «Cenozoic vertical motions of the Catalan Coastal Ranges (NE Spain): The role of tectonics, isostasy, and surface transport». *Tectonics*, 23.

- GUIMERÀ, J. J.; SANTANACH PRAT, P. F. (1978). «Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas». *Acta Geológica Hispánica*, XIII, 2, p. 33-42.
- Institut Cartogràfic de Catalunya (1992). *Mapa hipsomètric de Catalunya* (1:500.000).
- Institut Cartogràfic de Catalunya (2005). *Mapa de les conques hidrogràfiques de Catalunya* (1:250.000).
- Instituto geológico y Minero de España (1972-73). *Mapa geológico Nacional* (1:50.000). Fulls núm. 418 (Montblanc), 446 (Valls), 447 (Vilanova i la Geltrú), 473 (Tarragona).
- LEWIS, C. J.; VERGÉS, J.; MARZO, M. (2000). «High mountains in a zone of extended crust: Insights into the Neogene-Quaternary topographic development of northeastern Iberia». *Tectonics*, 19(1), p. 86-102.
- MASANA, E. (1995). «L'activitat neotectònica a les cadenes costaneres catalanes» (tesi doctoral). Barcelona: Universitat de Barcelona, 444 p.
- MASANA, E. (1996). «Neotectonic features of the Catalan Coastal Ranges, Northeastern Spain». *Acta Geológica Hispánica*, 29, p. 107-121.
- MASANA; VILLAMARIN; SANTANACH (2001). «Paleoseismic results from multiple trenching analysis along a silent fault: The El Camp fault Tarragona, northeastern Iberian Peninsula». *Acta Geológica Hispánica*, 36, p. 329-354.
- PEREA, H.; FIGUEIREDO, P.; CARNER J.; GAMBINI, S.; BOYDELL, K. (2003). «Paleoseismological data from a new trench across the El Camp Fault (Catalan Coastal Ranges, NE Iberian Peninsula)». *Annals of geophysics*, 46(5).
- RABADÀ, D. (1993). «L'Alt Camp com a procés geològic: 500 milions d'anys d'esdeveniment». *Quaderns de Vilaniu*, 23, p. 3-64. Valls.
- RIBA, O. (dir.) (1997). *Diccionari de geologia*. Barcelona: Enciclopèdia Catalana.
- ROCA, A.; MIRANDA J. (dir.) (2010). *Atles geològic de Catalunya*. Barcelona: Institut Geològic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Instituto Geológico y Minero de España.
- SILVA, G. P.; ALFARO, P.; MASANA, E.; MARTÍNEZ DÍAZ, J. J.; BARDAJÍ, T. (2004). «Active tectonics in the Mediterranean sector of the Iberian peninsula (east of Spain)». *32nd International Geological congress*, 1.
- STRAHLER, A. N. (1992). *Geologia física*. Barcelona: Editorial Omega.
- VERCÉ, J.; LEWIS, C.; MARZO, M. (1996). «Drenaje fluvial y topografía ligados a extensión: NE de Iberia». *Geogaceta*, 20(4).
- VERGÉS, J.; FERNÁNDEZ, M.; MARTÍNEZ, A. (2002). «The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution». *Journal of the virtual explorer*, 8, p. 55-74.